



Laminations sédimentaires et variabilité climatique et océanographique haute-fréquence sur la marge péruvienne

Sophie Fleury

► To cite this version:

Sophie Fleury. Laminations sédimentaires et variabilité climatique et océanographique haute-fréquence sur la marge péruvienne. Milieux et Changements globaux. Université de Bordeaux, 2015. Français. NNT : 2015BORD0068 . tel-01219170

HAL Id: tel-01219170

<https://theses.hal.science/tel-01219170>

Submitted on 22 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE PRESENTEE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BORDEAUX

ECOLE DOCTORALE : SCIENCES ET ENVIRONNEMENT
SPECIALITE : SEDIMENTOLOGIE MARINE ET PALEOCLIMATS

Par Sophie FLEURY

**Laminations sédimentaires et
variabilité climatique et
océanographique haute-fréquence sur
la marge péruvienne**

Sous la direction de : Philippe MARTINEZ

Co-directeur : Xavier CROSTA

Présentée et soutenue publiquement le 4 juin 2015 devant le jury composé de :

Mme ABRANTES Fatima, DR, IPMA, Lisbonne, Portugal
M. BEAUFORT Luc, DR CNRS, CEREGE, Aix-en-Provence
Mme BRACONNOT Pascale, DR CEA, LSCE, Gif-sur-Yvette
M. CORREGE Thierry, Professeur, EPOC, Univ. de Bordeaux
M. SCHNEIDER Ralph, Professeur, Univ. de Kiel, Allemagne

Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Président
Examineur

Titre: Laminations sédimentaires et variabilité climatique et océanographique haute-fréquence sur la marge péruvienne**Résumé:**

Le Système d'Upwelling Péruvien (PUS) et la Zone à Oxygène minimum (OMZ) qui y est associée font partie des régions les plus marquées par les variations climatiques de type El Niño Southern Oscillation (ENSO), tant à l'échelle interannuelle qu'à l'échelle décennale. Or, peu d'enregistrements de l'impact de l'ENSO sur cette zone géographique atteignent ces résolutions temporelles, malgré des conditions propices à la conservation de dépôts sédimentaires laminés. Nous avons analysé ces archives sédimentaires à l'échelle de la lamine et en utilisant des marqueurs sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques afin de retracer les variations de tous les paramètres susceptibles de répondre aux changements climatiques (précipitations, productivité, dénitrification, températures océaniques de surface). Cette approche nous a permis de disposer d'un enregistrement complet des conditions environnementales dans l'OMZ du Pérou à des échelles pluri-annuelle à multidéennale, ce qui est inégalé sur des périodes au-delà du dernier millénaire. Nous avons ainsi pu mettre en évidence une forte empreinte de la circulation de Walker sur le PUS. Cet impact est modulé par les régions extratropicales de l'hémisphère Nord, en particulier par l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) à l'échelle multidéennale, par la circulation thermohaline à l'échelle centennale et par l'Anticyclone Sibérien à l'échelle millénaire.

Mots-clés: Système d'Upwelling Péruvien, Zone à Oxygène Minimum, Holocène, déglaciation, laminations sédimentaires, XRF, diatomées, isotopes de l'azote, productivité, dénitrification, précipitations

Title: Sedimentary laminations and high-frequency climatic and oceanographic variability on the Peruvian margin**Abstract:**

The Peruvian Upwelling System (PUS) and the corresponding Oxygen Minimum Zone (OMZ) are part of the regions where the imprint of climatic variations due to El Niño Southern Oscillation (ENSO) at the interannual and multidecadal timescales is the strongest. However, only a few records of ENSO-like climatic variability reach such short timescales in this geographical area, despite prevailing conditions favorable to the preservation of laminated sediments. We analyzed these sedimentary archives at the scale of the lamination, using sedimentology, micropaleontology and geochemistry. The aim was to trace variations in all parameters responding to climatic changes (rainfall, productivity, denitrification, sea surface temperatures). This approach has provided a full record of environmental conditions in the Peruvian OMZ at multiannual and multidecadal timescales for the first time on time intervals exceeding the last millennium. We thus evidenced a strong imprint of the Walker circulation on the PUS. This impact is paced by the extratropical northern hemisphere, especially by the North Atlantic Oscillation (NAO) at the multidecadal timescale, by the thermohaline circulation at the centennial timescale and by the Siberian High at the millennial timescale.

Keywords: Peruvian Upwelling System, Oxygen Minimum Zone, Holocene, deglaciation, sedimentary laminations, XRF, diatoms, nitrogen isotopes, productivity, denitrification, rainfall

Remerciements

Avant de vous présenter mes travaux de thèse, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidée tout au long de ces années de doctorat. La tâche n'était pas facile et je n'aurais pu la mener à bien sans leur soutien.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Philippe Martinez, mon directeur de thèse. Je te remercie de m'avoir proposé ce sujet qui m'a permis de m'initier à de nombreuses techniques différentes voire d'en élaborer de nouvelles (je me souviens en particulier des moments passés à la cave à échantillonner les carottes). Grâce à toi j'ai eu la chance inestimable d'acquérir de l'expérience dans tous les domaines (enseignement, participation à des missions, présentations à l'occasion de congrès,...). Je te remercie d'avoir pu trouver du temps pour discuter de mes travaux malgré tes nombreuses obligations (gestion du site, enseignement,...). Malgré ces contraintes, tu as su me guider jusqu'au bout et tes conseils ont toujours été judicieux.

Mes pensées vont ensuite à Xavier Crosta, mon co-directeur de thèse. Je te suis reconnaissante de m'avoir consacré autant de temps pour m'initier à l'étude des diatomées. Tu es un excellent pédagogue et surtout tu m'as montré que ces organismes pouvaient rester source d'émerveillement même après en avoir compté des milliers au cours de ta carrière. Des exemples comme le tien me rendent fière de mon expertise de micropaléontologue et j'espère un jour pouvoir transmettre mes connaissances aussi bien que tu l'as fait pour moi. Merci de m'avoir permis de monopoliser aussi souvent ton vieux Mac pour utiliser Analyseries.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma reconnaissance à tous les membres de mon jury pour avoir accepté d'évaluer mes travaux. Je pense en particulier à Fatima Abrantes, Pascale Braconnot et Luc Beaufort, qui ont bien voulu siéger dans ce jury en tant que rapporteurs. Je les remercie d'avoir accepté la lourde tâche d'évaluer ce manuscrit. Je souhaite également exprimer ma reconnaissance envers Thierry Corrège, qui a su m'apporter son soutien tout au long de mes années de thèse.

I also wish to thank Ralph Schneider for accepting to be a member of my jury. I am grateful to him for all the constructive discussions we had on my results, on the age model and so on. Above all, I thank him for allowing me to analyze the sediment cores from Peru which are the basis of my work. Without his work on cruise M772 in 2008, this manuscript would never have existed.

Mes travaux m'ont amenée à pousser les techniques pratiquées au laboratoire à leurs limites. Je pense notamment aux semaines entières pendant lesquelles j'ai monopolisé le XRF core-scanner pour atteindre une très haute résolution et aux problèmes d'assèchement du sédiment. Un grand merci à Isabelle, Olivier et Pascal qui m'ont aidée à trouver la meilleure technique pour obtenir mes données XRF et m'ont permis de monopoliser le XRF core-scanner aussi longtemps. Merci

également d'avoir égayé mes longues heures d'échantillonnage à la cave. Je remercie également Karine Charlier et Loïc Thiao-Layel pour leur aide à l'occasion des analyses isotopiques. Karine, je travaille avec toi depuis cinq ans (déjà) et je suis toujours impressionnée par tes qualités de pédagogue et ta capacité à trouver rapidement ce qui cloche avec les spectromètres. Loïc, je suis contente d'avoir eu l'occasion de former une équipe efficace avec toi. Tu es méritant d'avoir pu m'aider dans mes analyses malgré les cours. Enfin, je remercie Dominique Poirier de m'avoir initiée à l'analyse du carbone organique et d'avoir lyophilisé quelques échantillons pour moi.

Sabine Schmidt a beaucoup apporté à mes travaux grâce à son expertise sur la datation des sédiments à l'aide des isotopes du plomb. Je la remercie infiniment pour le temps consacré à me présenter la méthode, à traiter les données et à discuter des résultats. Un grand merci à Stéphanie Desprat pour les discussions constructives et l'aide apportée à de nombreuses reprises. Stéphanie, tu m'as permis d'acquérir des compétences que je désespérais d'obtenir un jour. Si je peux maintenant appliquer plusieurs méthodes de traitement de données et d'analyse statistique sous R, produire un modèle d'âge et créer de beaux graphes avec facilité, c'est bien grâce à toi. Merci à Vincent Hanquiez pour les belles cartes réalisées pour mes articles et mon manuscrit. Je remercie également à Vincent Marieu de m'avoir donné l'occasion de m'initier à Matlab. Les débuts ont été laborieux pour moi mais le résultat en vaut vraiment la peine.

J'adresse mes remerciements à l'ensemble de l'équipe du laboratoire EPOC pour son accueil et son soutien. J'ai une pensée particulière envers les membres de l'équipe « Micropaléontologie », que j'ai pu côtoyer pendant les heures passées à préparer mes lames et à les observer. Je suis infiniment reconnaissante à Bruno Malaizé et Pierre Carbonel pour leur soutien indéfectible. Pierre, c'est toujours un plaisir de discuter avec toi et je suis admirative quand je vois que tu consacres encore beaucoup de temps à tes projets même après avoir pris ta retraite.

Je pense également à toute l'équipe de l'UFR STM. Merci aux responsables de modules pour m'avoir permis d'exercer ma mission d'enseignante dans les meilleures conditions, notamment Alexandra Coynel et Hervé Gillet qui font un travail incroyable tous les ans pour gérer le module du semestre 1. Merci également à Aldo Sottolichio pour la confiance qu'il m'a accordée en me proposant d'assurer des cours d'océanographie pour les L3. Je remercie en particulier Jean-Christophe Pellegrin, sans qui je n'aurais pas pu assurer les séances de TP d'océanographie pour les L3. J'exprime également ma reconnaissance à Catherine Lecourt pour m'avoir toujours procuré ce dont j'avais besoin pour mes cours et pour m'avoir toujours accueillie avec le sourire.

I would like to thank all the people from the University in Kiel for this wonderful collaboration. I am grateful to Thomas Blanz and Silvia Koch for doing the alkenone analysis. I thank the team from the Institute of Stable Isotopes and Dating for providing the ages. I thank all the wonderful people from the University and from the GEOMAR (of both sides) for welcoming me with such kindness. Thanks to all of you, I had a very pleasant stay in Kiel. I especially thank Kristin for welcoming me so kindly for two weeks and for talking about science with enthusiasm (even in

the morning before going to work). It was exciting to discover the city with you. I also thank Yiming, Thomas, Xu, Chris Somes and Janett for their kindness.

I am grateful to the whole team working on the SFB project for the wonderful time we had in Kristineberg for the summer school. It was a great experience to meet all of you and to discover your work. I thank Chris Schelten for inviting me for the summer school she organized. I also think of Zeynep, Sven-Helge, Hannah, Alexandra Loginova alias Sasha (thank you for these unforgettable shooting sessions), Manuela, Alexandra Marki, Ivonne, Lionel, Olaf, Pierre and the others for welcoming me with such kindness.

Un grand merci à tous mes amis pour leur aide, leur soutien et surtout pour m'avoir permis d'oublier un temps mes soucis à l'occasion de discussions animées. Je remercie en particulier les deux Mélanie de l'équipe Paléo (de la part du S de MnM's), Ludivine (tu as toujours su trouver les mots pour me remonter le moral), Mélanie Principaud (merci pour tes excellents conseils de lecture), P.-A. (merci de m'avoir si bien secondée pour les TP de carto), Kahina et Philippine (courage, vous avez presque fini !), Ana, Isabel et Arthur (la nouvelle team RU !), Léa (ma coloc de cabine sur le Marion Dufresne), Damien, Hélène, Nicole, Elsa, Salomé, Florent et Benjamin (j'espère que vous avez retrouvé les joies du surf maintenant que vous avez fini vos thèses). L'équipe des thésards du B18 est formidable et je suis ravie d'en avoir fait partie !

Je pense très fort à Coralie et Marie, qui sont parties préparer leur thèse au Québec, ainsi qu'à tous les autres étudiants rencontrés sur le Marion Dufresne et avec qui j'ai partagé des moments inoubliables. Je souhaite de la réussite à Marjolaine, Angélique, Yasmina, Emanuela, Clément et JR, j'espère qu'on se retrouvera très vite.

Enfin je termine par le plus important : ma famille ! Je vous suis infiniment reconnaissante pour votre gentillesse, votre soutien et votre patience (ça n'a surement pas été drôle de m'entendre parler de mes problèmes). Merci d'avoir toujours été là pour me remonter le moral, même quand vous étiez accablés par vos propres soucis. J'ai la chance inestimable de faire partie d'une famille très soudée et très chaleureuse. C'est grâce à vous que j'ai pu tenir jusqu'au bout et je vous en remercie du fond du cœur.

Vous avez tous contribué à l'achèvement de mes travaux de thèse et c'est à vous que je dédie le volume que vous tenez entre vos mains (ou le PDF que vous avez ouvert sur votre écran d'ordinateur pour être plus moderne...). Merci à tous !

Remerciements

Sophie Fleury, 2015

Table des matières

Introduction générale..... 1

Chapitre I : Introduction 5

I.1. Les modes de variabilité climatique au Quaternaire 5

I.1.1. Variations orbitales 5

I.1.2. Variations millénaires 8

I.1.3. Variations saisonnières à centennales 12

I.2. Les régions intertropicales face aux variations climatiques 21

I.2.1. Circulation atmosphérique et océanique 21

I.2.1.a. Circulation actuelle 21

I.2.1.b. Variations dans le passé 25

I.2.2. Zones d'upwelling et OMZs 27

I.2.2.a. Fonctionnement actuel 27

I.2.2.b. Réponse aux variations climatiques passées 30

I.2.3. Histoire climatique et océanographique haute-fréquence de la marge S-W américaine 33

Chapitre II : Matériel et méthodes..... 37

II.1. Mode de formation des lamines 37

II.2. Les archives : carottes sédimentaires laminées..... 39

II.2.1. Carottes pilote M772-003-2, M772-005-3 et M772-024-5 40

II.2.1.a. Description 40

II.2.1.b. Modèle d'âge 42

II.2.2. Carotte piston M772-003-2 46

II.2.2.a. Description 46

II.2.2.b. Modèle d'âge 48

II.2.3. Carotte piston M772-029-3 51

II.2.3.a. Description 51

II.2.3.b. Modèle d'âge 51

II.3. Stratégie analytique	54
II.3.1. Identification et échantillonnage des lamines.....	55
II.3.1.a. Radiographies X	55
II.3.1.b. XRF core-scanning	55
II.3.1.c. Echantillonnage des lamines	56
II.3.2. Micropaléontologie : assemblages de diatomées.....	59
II.3.3. Géochimie.....	62
II.3.3.a. Géochimie élémentaire	62
II.3.3.b. Isotopie de l'azote.....	62
II.3.3.c. Alcénones	65
Chapitre III : Variations climatiques pluri-décennales au cours du dernier millénaire	67
III.1. Article 1 : Pervasive multidecadal climate variability within the Peruvian Upwelling System over the last millennium	68
III.1.1. Introduction	69
III.1.2. Present-day characteristics of the study area.....	70
III.1.3. Methodology	72
III.1.4. Core description and stratigraphy.....	73
III.1.4.a. Core description.....	73
III.1.4.b. Core chronology.....	75
III.1.5. Results and discussion.....	77
III.1.5.a. Sedimentation rate and duration of the laminae	77
III.1.5.b. Long-term variations in rainfall, productivity and denitrification.....	78
III.1.5.c. Changes in multidecadal variability	83
III.1.6. Conclusion.....	86
III.2. La réponse de la production exportée et de la microflore siliceuse aux variations climatiques du dernier millénaire	87
III.2.1. Origine de la matière organique : bases pour l'interprétation des marqueurs de productivité.....	87
III.2.2. Division des assemblages de diatomées en groupes écologiques	90

III.2.2.a. Principe de l'Analyse en Composantes Principales	90
III.2.2.b. Composition et signification écologique des groupes.....	92
III.2.2.b.1. Groupe I	92
III.2.2.b.2. Groupe II.....	98
III.2.2.b.3. Groupe III.....	100
III.2.2.b.4. Groupe IV et signification de l'axe F2.....	101
III.2.2.c. Comparaison avec les données géochimiques.....	102
III.2.2.c.1. Indices de productivité et de dénitrification	103
III.2.2.c.2. Températures de surface	111
III.2.3. Réponse des diatomées aux variations de la productivité et de l'hydrologie au cours du dernier millénaire	113
III.2.3.a. Variations de la productivité au cours du dernier millénaire.....	114
III.2.3.b. Les diatomées comme indicateurs de précipitations et de SST au cours du dernier millénaire.....	119
III.2.3.c. Forçages climatiques exercés sur la productivité au cours du dernier millénaire	121

Chapitre IV : Dynamique millénaire et centennale du système d'upwelling péruvien et de l'OMZ au cours des derniers 7000 ans..... 125

IV.1. Article 2: Centennial-scale variations in diatom productivity off Peru over the last 3000 years	126
IV.1.1. Introduction.....	127
IV.1.2. Materials and methods	128
IV.1.2.a. Study site.....	128
IV.1.2.b. Core description and age model.....	130
IV.1.2.c. Methodology	133
IV.1.3. Results.....	134
IV.1.3.a. Sediment structure	134
IV.1.3.b. Diatom assemblages.....	134
IV.1.3.c. Geochemical proxies.....	137
IV.1.4. Discussion	139

IV.1.4.a. Productivity variations at the millennial to centennial timescales.....	139
IV.1.4.a.1. Millennial trends in productivity.....	139
IV.1.4.a.2. Centennial changes in productivity.....	142
IV.1.4.b. High and low-latitude forcings on the Peruvian Upwelling System	143
IV.1.4.b.1. Low-latitude control on productivity variations at the centennial timescale	143
IV.1.4.b.2. High-latitude control on SST variations at the multi-centennial timescale	145
IV.1.5. Conclusions.....	146
IV.2. Dynamique de la Zone à Oxygène Minimum du Pérou au cours des derniers 7000 ans.....	147
IV.2.1. Variations de l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans.....	148
IV.2.2. Forçages exercés sur l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans.....	153
IV.2.2.a. Fluctuations millénaires en réponse aux changements de précession.....	153
IV.2.2.b. Contrôle de l'OMZ par la circulation de Walker à l'échelle centennale.....	156
IV.2.2.c. Réponse de l'OMZ du Pérou aux périodes de changement climatique global	161
Chapitre V : Fluctuations de l'intensité des événements El Niño au cours des derniers 18300 ans	167
V.1. Estimation de l'intensité des événements El Niño	168
V.1.1. Comptage des lamines.....	169
V.1.2. Traitement des données de concentration en fer	172
V.2. Fluctuations centennales à millénaires de l'intensité des événements El Niño au cours des derniers 18300 ans	176
V.2.1. Variations au cours de l'Holocène (0-7000 ans BP)	176
V.2.2. Variations au cours de la dernière déglaciation (13600-18300 ans BP)	179
V.2.2.a. Variations millénaires et orbitales de l'intensité des événements El Niño.....	179
V.2.2.b. Interaction ENSO-AMOC à l'échelle centennale.....	183
Chapitre VI : Conclusions et perspectives.....	189
VI.1. Principales conclusions	189

VI.1.1. Variations à l'échelle des lamines.....	189
VI.1.2. Forçages contrôlant l'état moyen du Système d'Upwelling Péruvien	190
VI.1.3. Facteurs de contrôle de l'intensité des variations sub-décennales et décennales des précipitations	192
VI.2. Perspectives	194
VI.2.1. Meilleure compréhension de la signification des lamines	194
VI.2.2. Analyse de la réponse aux événements récents.....	195
VI.2.3. Choix des proxies.....	196
VI.2.4. Meilleure compréhension des forçages et quantification de leur impact.....	197
Références bibliographiques.....	199
Liste des annexes	233
Annexes	235

Liste des figures

Chapitre I

- Figure I.1:** Cycles climatiques glaciaire/interglaciaire (Lisiecki et Raymo, 2005) mis en regard de l'insolation estivale à 65°N, de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité (Berger et Loutre, 1991). Les terminaisons sont indiquées par des bandes de couleur orange.....6
- Figure I.2:** $\delta^{18}\text{O}$ des glaces groenlandaises (NGRIP : Vinther et al., 2006 ; Rasmussen et al., 2006 ; Andersen et al., 2006) et antarctiques (Dronning Maud Land : EPICA community members, 2006). Les numéros indiquent les événements de Dansgaard-Oeschger sur l'enregistrement de NGRIP et les Antarctic Isotopic Maxima sur l'enregistrement de Dronning Maud Land.9
- Figure I.3:** Schéma de la circulation thermohaline (H. Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal).....11
- Figure I.4:** Nombre de taches solaires observées mis en regard des SSTs moyennes globales (Reid, 2000).....13
- Figure I.5:** Spectre obtenu par Méthode d'Entropie Maximale (MEM) sur un enregistrement de $\Delta^{14}\text{C}$ dans des cernes d'arbres (Damon et Sonnet, 1991). Les périodicités indiquées en rouge ont été identifiées comme étant produites par l'irradiance solaire.14
- Figure I.6:** Reconstructions des températures moyennes sur des intervalles de 30 ans au cours du dernier millénaire pour chaque région étudiée par le consortium PAGES 2k. Les données ont été standardisées entre 1190 et 1970 AD. L'enregistrement américain comporte une reconstruction sur la base de la dendrochronologie et une autre basée sur les pollens. Les tirets entourent les intervalles marqués par une forte rétroaction négative d'origine solaire et volcanique. Source : PAGES 2k network, 2013.....15
- Figure I.7:** Conditions normales dans l'Océan Pacifique (Cane, 2005)17
- Figure I.8:** Conditions dans le Pacifique pendant un événement El Niño (Cane, 2005)18
- Figure I.9:** Téléconnexions des événements El Niño et La Niña en fonction de la saison (<http://www.srh.noaa.gov/jetstream/>).....19
- Figure I.10:** Position de l'ITCZ en hiver boréal (Janvier) et en été boréal (Juillet) (images produites par la NASA).....22
- Figure I.11:** Carte des vents dans le Pacifique Est tropical en Janvier (été austral) et en Juillet (hiver austral). Les plages de couleur indiquent la vitesse des vents en nœuds. Les données sont obtenues sur le site consacré à la climatologie des vents de l'océan global ou COGOW (<http://cioss.coas.oregonstate.edu/cogow>) et fournies par l'Institut Coopératif d'Etudes Océanographiques par les Satellites (CIOSS) de l'Université d'Etat de l'Oregon (<http://cioss.coas.oregonstate.edu>).24
- Figure I.12:** Carte des courants dans le Pacifique Est tropical (Kessler, 2006). Les flèches en traits pleins, en pointillés et en tirets représentent les courants de surface, proches de la

surface et de subsurface respectivement. CC : California Current ; NEC : North Equatorial Current ; NECC : North Equatorial Counter Current ; SEC : South Equatorial Current ; CRCC : Costa Rica Counter Current ; HC : Humboldt Current ; EUC: Equatorial Undercurrent ; NSSCC : Northern Subsurface Counter Current ; SSSCC : Southern Subsurface Counter Current ; WMC : West Mexican Current ; PUC : Peru-Chile Undercurrent ; CRD : Costa Rica Dome ; TB : Tehuantepec Bowl.....	25
Figure I.13: Répartition de la chlorophylle a dans l'océan entre septembre 1997 et août 2000, avec zoom sur les quatre principales zones d'upwelling côtier (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov)	28
Figure I.14: Carte des concentrations en oxygène dissous (en $\mu\text{mol/kg}$) à 400 m de profondeur (Stramma et al., 2008). Les surfaces bleues à violettes représentent les OMZs.	29
Figure I.15: Cycle de l'azote (Gruber, 2008). Les processus indiqués en gris se produisent dans les milieux pauvres en oxygène.....	30

Chapitre II

Figure II.1: Carte des salinités en fonction de la profondeur, sur un transect Nord-Sud le long de la côte Ouest sud-américaine. Les étoiles noires indiquent la position des carottes pilotes tandis que les étoiles blanches représentent les carottes pistons. Les lignes blanches représentent les isolignes de salinité. Les principaux courants et masses d'eaux sont représentés : PCUC (Peru-Chile Undercurrent) ; PCCoastalC (Peru-Chile Coastal Current) ; PCCC (Peru-Chile Counter Current) ; SAMW (Subantarctic Mode Water) ; AAIW (Antarctic Intermediate Water).....	39
Figure II.2: Carte bathymétrique de la marge péruvienne avec la localisation des carottes étudiées.....	40
Figure II.3: Photographies et radiographies des carottes pilotes	41
Figure II.4: Profils de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dans les couches de surface des carottes pilotes en fonction de la profondeur (en mm)	43
Figure II.5: Modèle d'âge de la carotte pilote M772-003-2. Les triangles bleus indiquent les âges ^{14}C tandis que les carrés rouges représentent les âges ^{210}Pb . Les barres horizontales représentent l'erreur sur l'âge des échantillons. Le modèle d'âge linéaire est représenté sur cette figure.....	44
Figure II.6: Radiographie X et rapport Fe/Si de chaque carotte pilote et corrélation sur la base du Fe. Les triangles rouges indiquent les dates obtenues à partir de la méthode du plomb 210 tandis que les points bleus représentent les âges radiocarbone. Les âges des limites des unités sur la carotte M772-003-2 sont estimés à partir du modèle d'âge présenté en figure II.5.	46
Figure II.7: a) Photographies de la carotte piston M772-003-2 ; b) Radiographies X de la même carotte.	47

Figure II.8: Modèle d'âge de la carotte piston M772-003-2. La courbe de distribution des âges calculée pour chaque profondeur est représentée en bleu. La courbe grise représente les âges les plus probables pour chaque point. La courbe noire représente le modèle d'âge final utilisé pour estimer l'âge à chaque profondeur.	50
Figure II.9: a) Photographies de la carotte piston M772-029-3 ; b) Radiographies X de la même carotte.	52
Figure II.10: Modèle d'âge de la carotte piston M772-029-3. Chaque point daté au radiocarbone est représenté en bleu. L'allongement horizontal des plages de couleur bleue représentent les incertitudes liées à chaque âge. La courbe grise représente les âges les plus probables pour chaque point. La courbe noire représente le modèle d'âge final utilisé pour estimer l'âge à chaque profondeur.	54
Figure II.11: Photographie du tronçon 6 de la carotte M772-029-3 en cours d'échantillonnage (a), mis en regard de la radiographie X (b), de la photographie (c) et du signal du Ca au XRF (d).	57
Figure II.12: Schéma expliquant comment une profondeur est attribuée à une lamine.	57
Figure II.13: Exemples de diatomées réparties en fonction de leur milieu de vie. Les barres blanches représentent 10 µm.	60
Figure II.14: Schéma de l'analyseur élémentaire couplé à un spectromètre de masse (K. Charlier).	64

Chapitre III

Article 1: Evidence for pervasive multidecadal climate variability during the Little Ice Age within the Peruvian Upwelling System

Figure III.1: Figure 1: A: Average boreal summer (June, July and August) precipitations and ITCZ location over 30 years (1980-2010). B: Average boreal winter (December, January, February) precipitations and ITCZ location over 30 years (1980-2010). Precipitation data are derived from NASA GPCP (http://iridl.ldeo.columbia.edu ; Adler et al., 2003; Huffman et al., 2009). C: Chlorophyll a concentrations from Aqua MODIS averaged from 2002 to 2013 winters (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov). Surface and subsurface currents are marked by solid black and dash grey lines, respectively. EUC: Equatorial Undercurrent; PCC: Peru-Chile Current; PCcC: Peru-Chile Coastal Current; PCCC: Peru-Chile Counter Current; PCUC: Peru-Chile Undercurrent; SEC: South Equatorial Current; SSCC: Southern Subsurface Counter Current (adapted from Mollier-Vogel et al., 2012). D: Annual oxygen concentrations at 150 m water depth, from World Ocean Atlas 1994 (http://iridl.ldeo.columbia.edu ; Levitus and Boyer, 1994).	71
Figure III.2: Chronology of the three cores. The age model of trigger core M772-003-2 is based on ^{210}Pb measurements (red triangles) and ^{14}C analyses (blue triangles). The two other trigger cores were correlated with core M772-003-2 through the identification of their	

sedimentary units and the comparison of their Fe/Si ratios, as well as by taking into consideration the ^{210}Pb ages of their most recent sections. The ages of the limits of the units on core M772-003-2 are based on the age model shown on figure III.3.....	74
Figure III.3: Age model of trigger core M772-003-2. The blue triangles indicate the ^{14}C ages while the red squares represent the ^{210}Pb ages. The horizontal bars represent the error on the age measurements. The line indicates the linear age model following the equation: Age (years BP) = 1.2782 * Depth (mm) - 35.582.....	76
Figure III.4: Comparison between precipitation proxies in core M772-003-2 and from around northern South America: (a) iron and (b) zirconium contents and (c) Fe/Si ratios measured in core M772-003-2, 15°S off the Peruvian coast (this study); (d) titanium content in marine core ODP1002C, in the Cariaco Basin, 10°N (Haug et al., 2001); (e) east–west SST gradient in the equatorial Pacific (Conroy et al., 2010). The grey shaded areas indicate humid intervals in coastal Peru inferred from our records. The vertical line indicates the modern mean east–west SST gradient in the equatorial Pacific (Conroy et al., 2010). The MWP, the LIA and the CWP were defined based on the combination of the studies by Graumlich (1993), Grove (1988), Lamb (1985), and Stuiver et al. (1995). The blue and red areas are shaded to take into account the discrepancies between the definitions.....	80
Figure III.5: Records of productivity and nitrogen isotopes in cores M772-003-2 (15°S, plots a to d), M772-005-3 (12°S, plots e to h) and M772-024-5 (11°S, plots i to l). Total diatom abundances are represented in black (a, e, and i), <i>Chaetoceros</i> resting spore abundances in green (b, f, and j), Br/Fe ratios in orange (c, g, and k), and $\delta^{15}\text{N}$ values in red (d, h, and l). The grey shaded areas indicate the intervals with the lowest exported production, which coincide with the humid periods identified on figure III.4.....	82
Figure III.6: Comparison of the Fe/Si record in core M772-003-2 along with internal and external forcing mechanisms. (a) wavelet power spectrum of the Fe/Si record (this study); (b) the variance of the iron record filtered with a Gaussian band-pass filter (this study) for periods between (b) 30 and 50 years; (c) east–west SST gradient in the equatorial Pacific (Conroy et al., 2010); (d) the North Atlantic Oscillation index reconstructed from speleothems and tree-rings (Trouet et al., 2009); (e) solar activity and (f) volcanic forcing on the Earth’s radiative budget (Mann et al., 2005). The power has been scaled by the global wavelet spectrum. The cross-hatched region is the cone of influence, where zero padding has reduced the variance. Black contour is the 90% significance level, using a red-noise background spectrum.....	84

Chapitre III.2

Figure III.7: Représentation des intervalles de C/N caractéristiques de chaque source de matière organique (Lamb et al., 2006).	88
Figure III.8: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte pilote M772-024-5 (11°S). F2 en fonction de F1.	94

Figure III.9: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte pilote M772-005-3 (12°S). F2 en fonction de F1.	95
Figure III.10: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte pilote M772-003-2 (15°S). F2 en fonction de F1.	96
Figure III.11: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte piston M772-003-2 (15°S). F2 en fonction de F1.	97
Figure III.12: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-024-5 (11°S). F2 en fonction de F1.	104
Figure III.13: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-005-3 (12°S). F2 en fonction de F1.	105
Figure III.14: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-003-2 (15°S). F2 en fonction de F1.	106
Figure III.15: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte piston M772-003-2 (15°S). F2 en fonction de F1.	107
Figure III.16: Cercles de corrélation simplifiés des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-005-3 (12°S). F7 en fonction de F1. Les proxies géochimiques et les espèces d'eaux décrites comme inféodées aux eaux chaudes dans la littérature sont indiqués en gras. Les SST et les espèces que nous gardons dans le groupe lié aux eaux chaudes sont encadrées en rouge.	108
Figure III.17: Cercles de corrélation simplifiés des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-003-2 (15°S). F4 en fonction de F1. Les proxies géochimiques et les espèces d'eaux décrites comme inféodées aux eaux chaudes dans la littérature sont indiqués en gras. Les SST et les espèces que nous gardons dans le groupe lié aux eaux chaudes sont encadrées en rouge.	109
Figure III.18: Cercles de corrélation simplifiés des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte piston M772-003-2 (15°S). F3 en fonction de F1. Les proxies géochimiques et les espèces d'eaux décrites comme inféodées aux eaux chaudes dans la littérature sont indiqués en gras. Les SST et les espèces que nous gardons dans le groupe lié aux eaux chaudes sont encadrées en rouge.	110
Figure III.19: Données de la carotte M772-024-5 (11°S). a) Abondance totale des diatomées ; b) Coordonnées du facteur F1 ; c) Diatomées benthiques ; d) Pourcentages cumulés de <i>Chaetoceros</i> sp.1, <i>debilis</i> et <i>radicans</i> ; e) <i>Skeletonema costatum</i> ; f) Pourcentages cumulés des diatomées d'eaux chaudes.	116
Figure III.20: Données de la carotte M772-005-3 (12°S). a) Abondance totale des diatomées ; b) Coordonnées du facteur F1 ; c) Coordonnées cumulées des facteurs F5, F7 et F8 ; d) Diatomées benthiques ; e) Pourcentages cumulés de <i>Chaetoceros</i> sp.1, <i>debilis</i> et <i>radicans</i> ; f) <i>Skeletonema costatum</i> ; g) Pourcentages cumulés des diatomées d'eaux chaudes ; h) SST.	117
Figure III.21: Données de la carotte M772-003-2 (15°S). a) Abondance totale des diatomées ; b) Coordonnées du facteur F1 ; c) Coordonnées cumulées des facteurs F3, F4, F5, F7 et	

F11 ; d) Diatomées benthiques ; e) Pourcentages cumulés de <i>Chaetoceros</i> sp.1, debilis et radicans ; f) <i>Skeletonema costatum</i> ; g) Pourcentages cumulés des diatomées d'eaux chaudes ; h) SST.....	118
---	-----

Chapitre IV

Article 2: Centennial-scale variations in diatom assemblages and productivity off Peru in response to ENSO-like activity over the last 3000 years

Figure IV.1: Maps of oceanographic parameters used in this study. Core location and comparative sites are represented by red star and black squares, respectively (1. Moon Lake, 2. GeoB 331-1, 3. JPC-10). A. Chlorophyll a concentrations from Aqua MODIS averaged from 2002 to 2013 winters (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov). Surface and subsurface currents are marked by solid black and dash grey lines, respectively; EUC: Equatorial Undercurrent; PCC: Peru Chile Current; PCcC: Peru Chile Coastal Current; PCCC: Peru Chile Counter Current; PCUC: Peru Chile Undercurrent; SEC: South Equatorial Current; SSCC: Southern Subsurface Counter Current (adapted from Mollier-Vogel et al., 2012). B. Sea Surface Temperature from World Ocean Atlas 2009 averaged from 1955 to 2006 (https://www.nodc.noaa.gov ; Locarnini et al., 2010).....	129
Figure IV.2: Photo images (left) and X-ray radiographies (right) of the two sections of piston core M772-003-2 studied in this paper. The red triangles indicate the position of the radiocarbon ages.....	131
Figure IV.3: Age model (a) and sedimentation rates (b) of piston core M772-003-2. The points represent the age ranges corresponding to each radiocarbon measurement. The bold line corresponds to the age model used by CLAM 2.2 to estimate the age of each sample. The error range in age estimations is represented by the gray shaded area.....	132
Figure IV.4: Diatom assemblages in core M772-003-2 (Peru margin, 15°S) over the last 3000 years: a) Total diatom abundances and relative abundances of b) <i>Chaetoceros</i> resting spores (CRS group); c) <i>Skeletonema</i> spp.; d) Warm water diatoms; e) Benthic diatoms. The red triangles indicate the radiocarbon ages. The gray shaded areas represent the intervals of increased diatom productivity, coincident with the dominance of light laminations in the sediment, as seen on the X-ray radiographies.	136
Figure IV.5: Geochemical records in core M772-003-2 (Peru margin, 15°S) over the last 3000 years: a) Fe; b) Si; c) Si/Fe; d) Opal (Mollier-Vogel, 2012); e) TN; f) C _{org} ; g) Total alkenone abundance ; h) Alkenone-derived SSTs. The red triangles indicate the radiocarbon ages. The gray shaded areas represent the intervals of increased diatom productivity defined on figure IV.4.....	138
Figure IV.6: a) Total diatom abundances, b) Total alkenone abundance normalized to total nitrogen and c) Benthic diatom percentages measured in core M772-003-2 (Peru margin, 15°S) over the last 3000 years; d) Zonal SST gradient in the equatorial Pacific Ocean	

(Conroy et al., 2009); e) Salinity reconstruction on sediments from Moon Lake, North Dakota, USA, 46°N (Laird et al., 1996); f) Red color intensity on sediments from Laguna Pallcacocha, Ecuador, 2°S (Moy et al., 2002); g) SSTs measured on core M772-003-2, Peru margin, 15°S (this study); h) SSTs measured on core GeoB 3313-1, Chile margin, 41°S (Lamy et al., 2002); i) SSTs measured on core JPC-10, Palmer Deep basin, 65°S (Etourneau et al., 2013). The red triangles indicate the radiocarbon ages. The gray shaded areas represent the intervals of increased diatom productivity defined on figure IV.4....**141**

Chapitre IV.2

Figure IV.7: Données de la carotte piston M772-003-2, 15°S. a) $\delta^{15}\text{N}$; b) Fe. Les traits en tiretés représentent la moyenne par intervalle.....**149**

Figure IV.8: Diagrammes en boîte des données présentées sur la figure IV.7. a) $\delta^{15}\text{N}$; b) Fe. La barre horizontale dans chaque rectangle de couleur représente la médiane de la variable considérée. Le premier et le troisième quartile d'une variable sont indiqués par la base et le sommet des rectangles de couleur respectivement. Les valeurs minimales et maximales d'une variable correspondent aux extrémités inférieures et supérieures de la boîte à moustaches (barres verticales) respectivement.**151**

Figure IV.9: Données obtenues sur la carotte M772-003-2, marge péruvienne, 15°S, au cours de cette étude (a : $\delta^{15}\text{N}$; b : Si ; c : Si/Fe) ; d : Pourcentage de silice biogène mesuré sur la même carotte (Mollier-Vogel, 2012); e : Abondance totale des diatomées (X. Crosta, communication personnelle). La ligne en tiretés représente la régression linéaire obtenue sur le $\delta^{15}\text{N}$. Les triangles indiquent les âges ^{14}C**155**

Figure IV.10: Données obtenues sur la carotte M772-003-2, marge péruvienne, 15°S, au cours de cette étude (a : $\delta^{15}\text{N}$, b : Si/Fe, d : abondance totale des diatomées et e : Fe) ; c : Pourcentage de silice biogène mesuré sur la même carotte (Mollier-Vogel, 2012) ; f : Nombre d'événements El Niño enregistrés par siècle dans les sédiments de la Laguna Pallcacocha, Andes équatoriennes, 2°S (Moy et al., 2002). Les bandes bleu-vert correspondent aux phases centennales d'intensification de l'OMZ du Pérou. Les triangles indiquent les âges ^{14}C**158**

Figure IV.11: a) $\delta^{15}\text{N}$ mesuré sur la carotte M772-003-2, marge péruvienne, 15°S ; b) Intensité de la réflectance dans la bande de la couleur rouge mesuré sur les sédiments du lac Qinghai, plateau tibétain, 36°N (Ji et al., 2005) ; c) Pourcentage de Mg dans la calcite des sédiments du lac Edward, Ouganda/République démocratique du Congo, 0°25'S (Russell et al., 2003) ; d) Concentrations en K^+ dans les carottes de glace de GISP2, Groenland, 72,6°N (Mayewski et al., 1997) ; e) Extension temporelle des événements de changement climatique global définis par Mayewski et al. (2004) et qui ont affecté l'OMZ du Pérou. Les bandes bleues correspondent aux périodes d'intensification de l'OMZ du Pérou. Les triangles indiquent les âges ^{14}C**163**

Figure IV.12: Synthèse de la circulation atmosphérique pendant les RCC (a) et pendant les périodes de réchauffement qui suivent ces événements (b). 1 : Carotte de glace GISP2,

Groenland (Mayewski et al., 1997) ; 2 : Lac Qinghai, plateau tibétain (Ji et al., 2005) ; 3 : Lac Edward, Afrique centrale (Russell et al., 2003) ; 4 : Carotte M772-003-2, marge péruvienne (cette étude). Les chiffres rouges indiquent un réchauffement dans les régions polaires (1), un assèchement en région tropicale (2 et 3) et une intensification de l'OMZ du Pérou (4) tandis que les chiffres bleus correspondent à un refroidissement aux pôles, à une intensification des précipitations dans les tropiques et à une réoxygénation de l'OMZ du Pérou. Les triangles indiquent les âges ^{14}C165

Chapitre V

- Figure V.1:** Données de la carotte piston M772-029-3 (marge péruvienne, 9°S) datant de la dernière déglaciation: a) Epaisseur des lamines ; b) Concentrations en Fe ; c) TN. Les triangles indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF.171
- Figure V.2:** Données de la carotte M772-003-2, 15°S. a) Enregistrement brut du contenu en fer ; b) Moyenne pondérée de l'enregistrement a sur une fenêtre glissante de 7 ans ; c) Résidus obtenus par la soustraction a-b ; d) Intensité des précipitations. Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 3000 ans BP est dû à un trou dans la carotte.173
- Figure V.3:** Données de la carotte M772-029-3, 9°S. a) Enregistrement brut du contenu en fer ; b) Moyenne pondérée de l'enregistrement a sur une fenêtre glissante de 7 ans ; c) Résidus obtenus par la soustraction a-b ; d) Intensité des précipitations. Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF. ...174
- Figure V.4:** a) Intensité des précipitations estimée sur la carotte M772-003-2 (marge péruvienne, 15°S) ; b) Nombre d'événements El Niño enregistrés dans la Laguna Pallcacocha (Andes équatoriennes, 2°S) (Moy et al., 2002) ; c) Pourcentage de titane dans les sédiments de la carotte ODP 1002-C (Bassin de Cariaco, 10°N) (Haug et al., 2001). Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 3000 ans BP est dû à un trou dans la carotte. La bande bleue indique la période pendant laquelle l'intensité des précipitations au Pérou est maximale. 177
- Figure V.5:** Données de la carotte M772-029-3 (marge péruvienne, 9°S) : a) Moyenne pondérée des concentrations en fer sur une fenêtre glissante de 7 ans et b) Intensité des précipitations ; c) Concentrations en titane mesurées sur les sédiments de la carotte GeoB 3104-1 (Sud-Ouest de l'Atlantique, 3°S) (Arz et al., 1998) ; d) Réflectance mesurée sur les sédiments de la carotte ODP 1002C (bassin de Cariaco, 10°N) (Peterson et al., 2000) ; e) Différence d'insolation entre les mois de Septembre et Mars sur l'équateur (Berger et Loutre, 1991); f) Niveau marin relatif par rapport au niveau actuel, estimé à partir des sédiments de la carotte GeoB 5844-2 (Mer Rouge, 27°N) (Arz et al., 2007). Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est

dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF.181

Figure V.6: a) Intensité des précipitations estimée sur la carotte piston M772-029-3 (marge péruvienne, 9°S) ; b) SSTs mesurées sur les sédiments de la carotte MD95-2043 (Mer d'Alboran, 36°N) (Martrat et al., 2014) ; c) $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur le spéléothème R06C5 (grotte de Liang Luar, Ile de Flores, Indonésie, 8°S) (Ayliffe et al., 2013). Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF. Les bandes bleues indiquent les périodes de forte intensité des précipitations.184

Figure V.7: Synthèse de la circulation atmosphérique pendant les phases de réchauffement (A) et refroidissement (B) internes au H1. 1 : Carotte MD95-2043, Mer d'Alboran (Martrat et al., 2014) ; 2 : Spéléothème R06C5, grotte de Liang Luar, Indonésie (Ayliffe et al., 2013) ; 3 : Carotte M772-003-2, marge péruvienne (cette étude). Les chiffres rouges indiquent un réchauffement dans l'hémisphère Nord (1) et un assèchement dans les régions tropicales de l'hémisphère Sud (2 et 3) tandis que les chiffres bleus correspondent à un refroidissement dans l'hémisphère Nord et une augmentation des précipitations dans les régions tropicales de l'hémisphère Sud.186

Liste des tables

Chapitre II

Table II.1: Ages obtenus à l'aide des mesures d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$.	45
Table II.2: Ages obtenus sur la carotte pilote M772-003-2 à l'aide de la méthode du ^{14}C .	45
Table II.3: Ages radiocarbone utilisés pour dater la carotte piston M772-003-2.	49
Table II.4: Ages radiocarbone utilisés pour dater la carotte piston M772-029-3.	53
Table II.5: Détail des analyses effectuées au cours de cette thèse. Les cellules en gris clair concernent des analyses non destructives, dont les points de mesure n'ont pas généré d'échantillon.	58

Chapitre III

Article 1: Evidence for pervasive multidecadal climate variability during the Little Ice Age within the Peruvian Upwelling System

Table III.1: Ages available on the trigger cores.	77
--	-----------

Chapitre III.2

Table III.2: Compilation des valeurs de TN, C_{org} et C/N mesurées au cours de cette thèse et lors de travaux précédents sur la marge péruvienne.	89
---	-----------

Chapitre IV

Article 2: Centennial-scale variations in diatom assemblages and productivity off Peru in response to ENSO-like activity over the last 3000 years

Table IV.1: Radiocarbon ages on piston core M772-003-2.	131
--	------------

Chapitre V

Table V.1: Résultats du comptage des lamines de la carotte piston M772-029-3.	169
--	------------

Liste des abréviations

ACC: Antarctic Circumpolar Current

ACR: Antarctic Cold Reversal

Al: Aluminium

AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation

AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation

AWE: Antarctic Warm Event

B-A: Bolling-Allerod

BP: Before Present

Br: Bromine

C_{org}: Organic carbon

CRS: *Chaetoceros* resting spores

CWP: Current Warm period

ENSO: El Niño Southern Oscillation

EUC: Equatorial UnderCurrent

Fe: Iron

H1: Heinrich event 1

IOD: Indian Ocean Dipole

ITCZ: Intertropical Convergence Zone

LGM: Dernier maximum glaciaire

LIA: Little Ice Age

MWP: Medieval Warm Period

NAO: North Atlantic Oscillation

OMZ: Oxygen Minimum Zone

PC: Piston Core

PCA: Principal Component Analysis

PCC: Peru-Chile Current

PCCoastalC: Peru-Chile Coastal Current

PCUC: Peru-Chile Undercurrent

PDO: Pacific Decadal Oscillation

PUS: Peruvian Upwelling System

RCC: Rapid Climate Change

SAM: Southern Annular Mode

SAMW: Subantarctic Mode Waters

SASM: South American Summer Monsoon

Si: Silicium

SOI: Southern Oscillation Index

SSS: Sea Surface Salinity

SST: Sea Surface Temperature

TC: Trigger Core

THC: Thermohaline Circulation

TN: Total Nitrogen

Ti: Titanium

WPWP: Western Pacific Warm Pool

XRF: X-Ray Fluorescence

YD: Younger Dryas

Zr : Zirconium

Introduction générale

Les données instrumentales de concentrations en oxygène dissous effectuées dans les Zones à Oxygène Minimum (OMZs), régions caractérisées par des eaux de subsurface pauvres en oxygène, indiquent une expansion et une intensification de celles-ci au cours des derniers 50 ans (Stramma et al., 2008). Cette observation confirme les sorties de modèles prédisant une aggravation du déficit en oxygène dans un contexte de réchauffement global (Matear et Hirst, 2003), ce qui aura des répercussions à l'échelle de l'océan mondial. Ces régions sont le siège du processus de dénitrification bactérienne, processus qui consiste en la consommation de nitrates lors de la minéralisation de la matière organique. Ces régions contribuent ainsi à réguler l'inventaire en nutriments, en particulier en nitrates, dans l'océan (Deutsch et al., 2004) ainsi que de la teneur atmosphérique en oxyde nitreux (N_2O), puissant gaz à effet de serre (Naqvi et al., 1998). L'expansion des OMZs pourrait alors aggraver l'accumulation de gaz à effet de serre qui participe activement au réchauffement climatique en cours (Agnihotri et al., 2006). Des répercussions similaires sont également attendues pour le CO_2 par le biais d'autres processus (Beaufort et al., 2011 ; Paulmier et al., 2008).

L'intensité des OMZs et celle des upwellings côtiers qui les abritent sont étroitement liées, notamment dans les conditions modernes, où l'OMZ est contrôlée essentiellement par la demande locale en oxygène (Codispoti, 1986). Or, tous les upwellings côtiers se sont intensifiés au cours des XIX^{ème} et XX^{ème} siècles. Cette tendance présente une amplitude sans précédent au cours du dernier millénaire (McGregor et al., 2007) et présente la particularité de mettre un terme à l'antiphasse entre les upwellings de l'hémisphère Nord et ceux de l'hémisphère Sud qui prévalait au cours de la période préindustrielle (Leduc et al., 2010 ; Narayan et al., 2010). L'intensification des vents favorables aux upwellings de façon synchrone dans les deux hémisphères pourrait être le résultat du renforcement du gradient thermique entre les continents et les océans sous l'effet du réchauffement global (Leduc et al., 2010). La forte productivité des systèmes d'upwelling côtier y soutient les biomasses les plus élevées de l'océan (Bakun et Weeks, 2008), en particulier en termes de stocks de poissons comme les anchois et les sardines (Csirke et al., 1996), qui sont exploités par l'industrie de la pêche dans ces régions. L'évolution conjointe des OMZs et des upwellings côtiers a donc un fort impact économique au travers des activités halieutiques.

Le système d'upwelling et d'OMZ péruvien est affecté par la tendance à l'intensification des upwellings et des OMZs au cours des dernières décennies mais également par une variabilité interannuelle marquée, en relation avec le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO). Des mesures in-situ ont en effet mis en évidence une augmentation de l'oxygénation dans l'OMZ lors d'événements El Niño (Gutiérrez et al., 2008). Ces événements provoquent en outre une réduction de l'intensité de l'upwelling, qui a pour conséquence de réduire l'apport en nutriments et la production exportée dans le Système d'Upwelling Péruvien (PUS) (Espinoza et Bertrand, 2008 ; Philander, 1990). Cette observation montre que le PUS et l'OMZ qui y est associée sont

sensibles aux variations climatiques haute-fréquence. Comprendre l'impact de ces fluctuations inter-annuelles à décennales s'avère nécessaire pour améliorer les modèles d'évolution des OMZs, qui sous-estiment actuellement l'impact de ces variations (Deutsch et al., 2006 ; Rödenbeck et al., 2008), et d'obtenir de meilleures prévisions de l'évolution future des OMZs et donc des cycles biogéochimiques à l'échelle de l'Océan Global.

Or, une forte incertitude entoure encore l'évolution future des modes climatiques susceptibles de modifier les conditions dans le système péruvien. Certaines études prévoient une réduction du nombre d'événements El Niño de grande amplitude dans les décennies à venir, considérant que cette tendance, observée dès les années 1990 (Lee et McPhaden, 2010), est provoquée par le réchauffement climatique d'origine anthropique (Park et al., 2012). D'autres études proposent cependant une origine naturelle à cette tendance (Xiang et al., 2012) et précisent que cette évolution est une manifestation des variations décennales de l'ENSO observées au cours du dernier siècle (Kosaka et Xie, 2013). La difficulté dans la prévision des variations futures de l'El Niño Southern Oscillation (ENSO) est que sa modulation à l'échelle décennale est encore peu étudiée. Il n'existe, en particulier, aucun consensus sur l'interaction entre l'ENSO et les oscillations climatiques décennales comme l'Atlantic Multidecadal Oscillation (Dong et al., 2006) ou la Pacific Decadal Oscillation (Verdon et Franks, 2006). Comme le PUS est le système d'upwelling le plus productif au monde et supporte une des OMZs les plus intenses, il constitue une zone d'étude idéale pour comprendre l'impact des variations climatiques sur de tels environnements. De plus, ce système subit directement l'influence de l'ENSO de par sa position dans l'Océan Pacifique tropical. Son étude permet donc potentiellement de mieux comprendre comment les variations interannuelles s'inscrivent dans des fluctuations à plus long terme.

Ces travaux de thèse ont pour objectifs de décrire les variations climatiques passées du PUS de l'échelle pluri-annuelle à l'échelle millénaire et d'estimer l'intensité de ces variations à chaque période temporelle considérée. Notre étude portera en particulier sur les variations climatiques pluri-annuelles et décennales afin de mieux comprendre comment le PUS répond à l'ENSO et à ses modulations décennales. Dans cette optique, nous avons mis au point et appliqué une méthode d'identification et d'échantillonnage des lamines afin d'obtenir la meilleure résolution temporelle possible (chapitre II). Cette méthode présente également l'avantage de respecter les structures sédimentaires et d'éviter de mélanger les enregistrements de deux dépôts différents contrairement à un échantillonnage discret. Les échantillons obtenus ont été analysés dans le cadre d'une étude multi-proxies, dans le but de mettre en évidence les variations des précipitations sur le continent, de la productivité dans le PUS et de la dénitrification dans l'OMZ du Pérou. Cette approche nous a permis de fournir des enregistrements de ces trois paramètres, fortement impactés par l'ENSO, à une résolution temporelle inégalée dans les archives sédimentaires de la région pour des périodes antérieures au dernier millénaire. Notre étude est la première à présenter des résultats à une échelle pluri-annuelle sur des proxies autres que ceux issus d'analyses non destructives. Nous avons ainsi obtenu le support idéal pour retracer les variations des conditions moyennes aussi bien que de l'intensité des fluctuations de ces

conditions dans le PUS. Dans cette optique, nous avons étudié aussi bien les conditions moyennes du système que l'intensité de ces variations au cours du dernier millénaire (chapitre III), de l'Holocène (chapitre IV) et lors de la dernière déglaciation (chapitre V).

Cette thèse s'organise selon le schéma suivant :

- La première partie est consacrée à un résumé des connaissances dont nous disposons sur les cadres temporel et spatial dans lesquels cette étude se déroule. Les variations climatiques quaternaires sont ici décrites aux échelles orbitale à millénaire puis inter-annuelle à décennale en mettant en exergue le rôle des régions tropicales dans ces changements. J'aborderai ensuite le fonctionnement actuel et passé des zones tropicales avant de procéder à un état de l'art sur les variations climatiques passées au large de l'Amérique du Sud occidentale.
- La seconde partie consiste en une description des carottes sédimentaires étudiées dans le cadre de cette thèse puis des méthodes employées pour dater et analyser ces archives. Les descriptions combinées aux datations nous ont permis de choisir les archives sédimentaires appropriées à l'étude de chaque période temporelle. Nous avons ainsi sélectionné des carottes pilotes pour étudier le dernier millénaire car les dépôts récents y sont mieux préservés que dans des carottes piston. Les deux carottes piston (M772-029-3 et M772-003-2) ont enregistré l'Holocène et la dernière déglaciation. Cependant, la carotte piston M772-029-3 présente des taux de sédimentation trop faibles au cours de l'Holocène, ce qui empêche l'étude de variations climatiques à de hautes résolutions temporelles. A l'inverse, la déglaciation y est représentée par des lamines bien préservées et atteignant parfois une résolution annuelle. Cette carotte a donc été choisie pour étudier la dernière déglaciation. Enfin, la carotte M772-003-2 présente des taux de sédimentation élevés et une bonne préservation des dépôts au cours de l'Holocène, ce qui en fait une archive propice à l'étude des variations climatiques lors de cette période. Je présente également la méthode que nous avons mise au point pour identifier et échantillonner les lamines et en déduire des informations sur les conditions climatiques et océanographiques.
- Une troisième partie est consacrée à la présentation des résultats obtenus sur les carottes pilotes M772-024-5, M772-005-3 et M772-003-2, qui couvrent le dernier millénaire. Dans un premier temps, les variations centennales et la variabilité pluri-décennale des précipitations, de la productivité et de la dénitrification sont discutées sous la forme d'un article en révision dans la revue *Quaternary Science Reviews*. Les fluctuations des assemblages de diatomées et leur réponse aux paramètres environnementaux sont décrites dans un deuxième temps. L'analyse statistique des assemblages de diatomées permet en particulier d'adapter les groupements écologiques existants à nos enregistrements.
- La quatrième partie est centrée sur les variations climatiques au cours de l'Holocène, reconstituées au moyen de l'analyse en haute résolution de la carotte piston M772-003-2.

Un article en révision dans la revue *The Holocene* décrit dans un premier temps les variations centennales de la productivité dans le PUS au cours des derniers 3000 ans. Ces résultats mettent en exergue le synchronisme entre les variations du PUS et celles de la circulation de Walker. Dans un second temps, les variations de l'intensité de l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans sont décrites, en particulier aux échelles centennales et millénaires. Notre enregistrement de l'intensité de l'OMZ du Pérou met en évidence la prépondérance du forçage exercé par la productivité, notamment à l'échelle centennale.

- La cinquième partie présente une reconstitution inédite de l'intensité des événements El Niño au cours des derniers 18300 ans, possible grâce à la résolution sub-annuelle des données XRF acquises sur les carottes piston M772-003-2 et M772-029-3. La méthode utilisée pour estimer la variabilité des précipitations est décrite dans un premier temps, puis les résultats sont présentés. Nous présentons ainsi un enregistrement des précipitations sur les côtes péruviennes pendant l'Holocène et au début de la déglaciation (événement d'Heinrich 1 et Bolling-Allerod), à une résolution sub-décennale, inégalée pour la dernière déglaciation. Nos résultats mettent ainsi en exergue un maximum d'intensité des pics de précipitations entre 4000 et 2000 ans BP ainsi que pendant l'événement d'Heinrich 1. Ce dernier est marqué par des oscillations centennales de l'intensité des précipitations, indiquant pour la première fois des variations climatiques internes à l'événement d'Heinrich 1 dans l'hémisphère Sud.
- Enfin, les conclusions et les perspectives qui se dessinent à l'issue de ces travaux de thèse seront présentées dans la sixième et dernière partie.

Chapitre I : Introduction

I.1. Les modes de variabilité climatique au Quaternaire

I.1.1. Variations orbitales

Le climat terrestre connaît depuis trois millions d'années une alternance régulière entre des conditions glaciaires et interglaciaires (Haug et al., 1995 ; Maslin et al., 1996). L'amplitude de ces oscillations climatiques s'est par ailleurs fortement amplifiée depuis environ 800 000 ans, avec en particulier un renforcement des maxima glaciaires. Les variations glaciaire-interglaciaire sont le plus souvent considérées comme issues des modifications de l'orbite terrestre (Hays et al., 1976 ; Imbrie et Imbrie, 1980). Cette hypothèse, appelée théorie astronomique du climat et proposée par Milutin Milankovitch en 1924, stipule que l'énergie solaire reçue annuellement se répartit différemment sur Terre en fonction des changements de l'orbite terrestre. Trois paramètres sont mis en jeu : l'excentricité, l'obliquité et la précession, suivant des cycles de 100 000, 41 000 et 23 000 ans respectivement. La combinaison de ces trois paramètres est favorable ou défavorable à la formation de glaciers dans un hémisphère ou dans l'autre. Comme les masses continentales recouvrent une plus large surface dans l'hémisphère Nord, la plupart des inlandsis se forment dans cet hémisphère. Par conséquent, une période glaciaire débute lorsque les paramètres astronomiques sont favorables à la formation de glaciers dans l'hémisphère Nord. C'est le cas lorsque les contrastes saisonniers sont faibles dans cet hémisphère. Les étés doivent en effet être suffisamment doux pour empêcher la glace formée en hiver de fondre en totalité. Une entrée en glaciation se produit donc lorsque l'excentricité et l'obliquité sont minimales et lorsque la précession atténue les contrastes saisonniers dans l'hémisphère Nord (précession maximale). A l'inverse, une transition vers une période interglaciaire se produit lorsque l'hémisphère Nord subit de forts contrastes saisonniers, notamment des étés chauds qui font fondre toute la glace formée en hiver. Une déglaciation, ou terminaison, a donc lieu lorsque l'excentricité et l'obliquité sont maximales et la précession minimale (bandes de couleur orange sur la figure I.1).

Même si l'hypothèse d'un forçage orbital suggère que les hautes latitudes de l'hémisphère Nord contrôlent le climat global à travers le volume des calottes de glace, de nombreuses observations ont démontré que la réponse climatique aux changements produits dans l'hémisphère Nord n'est pas globale (Bromley et al., 2009 ; Sarnthein et al., 2011). D'autres hypothèses ont donc été proposées pour expliquer l'amplification des variations climatiques causées par le forçage orbital. Ces théories impliquent notamment la pression partielle des gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 et N_2O) car ces gaz proviennent de sources tant polaires que tropicales et aussi bien continentales

que marines. De plus, ces gaz se répartissent rapidement dans l'atmosphère, comme le montrent les variations parallèles de concentrations en CO₂ et CH₄ dans les carottes de glace du Groenland (Chappellaz et al., 1993) et d'Antarctique. La participation des gaz à effet de serre au bilan radiatif global en fait des facteurs prépondérants dans les changements climatiques.

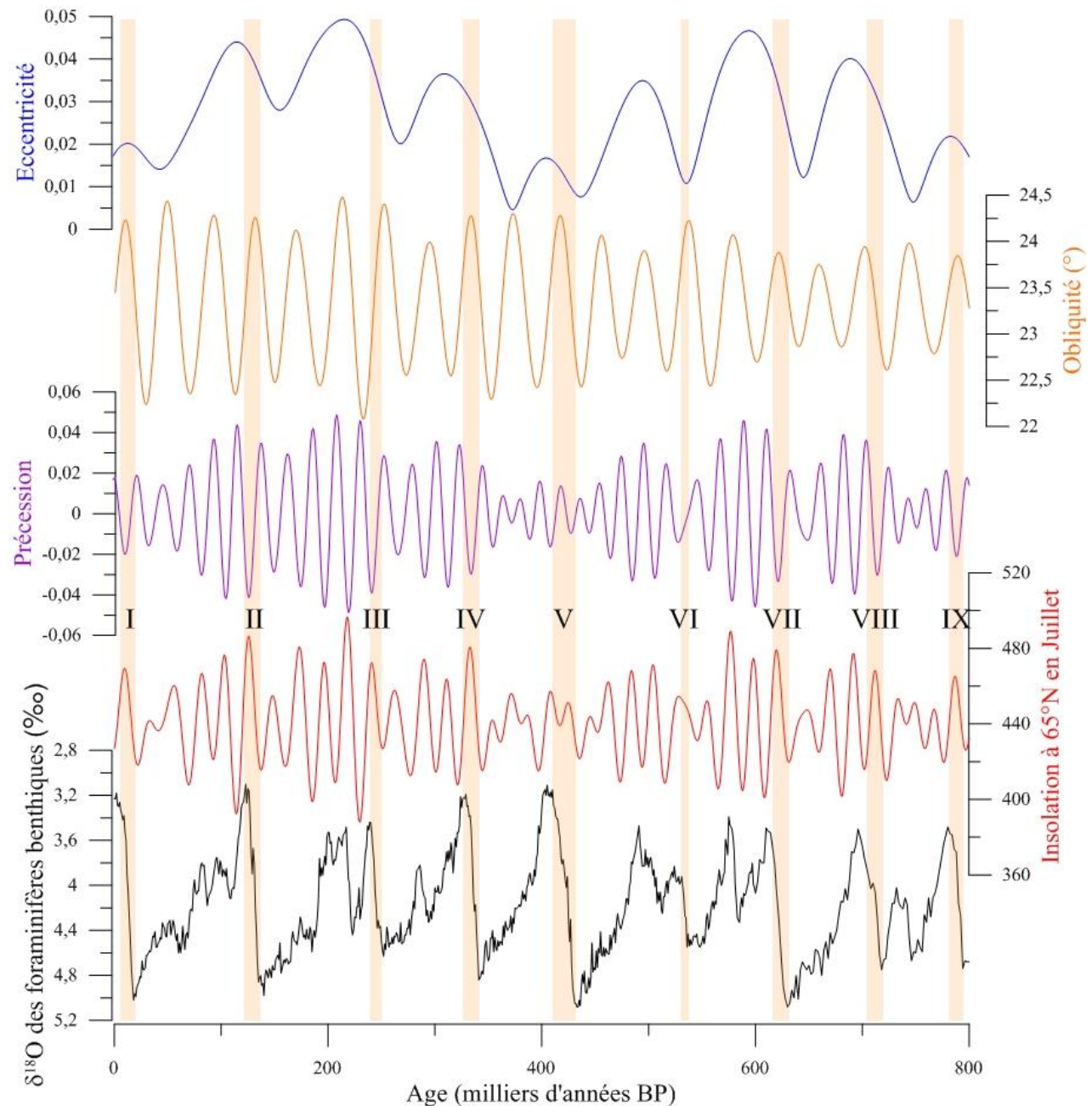


Figure I.1: Cycles climatiques glaciaire/interglaciaire (Lisiecki et Raymo, 2005) mis en regard de l'insolation estivale à 65°N, de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité (Berger et Loutre, 1991). Les terminaisons sont indiquées par des bandes de couleur orange.

L'océan figure parmi les principaux réservoirs de CO₂. A l'échelle glaciaire/interglaciaire, les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère sont contrôlés par plusieurs processus, initiés pour la plupart dans l'Océan Austral. Deux de ces facteurs sont prépondérants. Le premier implique une plus forte stratification de la colonne d'eau en période glaciaire, grâce à des eaux profondes antarctiques plus denses (Watson et Naveira Garabato, 2006), qui réduit la quantité de CO₂ dissous parvenant à la surface et ultimement cédée à l'atmosphère (Toggweiler, 1999). De plus, l'Océan Austral est moins bien ventilé en période glaciaire (François et al., 1997), ce qui ralentit le retour en surface du CO₂ issu de la reminéralisation de la matière organique (Yu et al., 2014). Un second processus implique le transfert des nutriments depuis l'Océan Austral vers les basses latitudes (Sarmiento et al., 2004). En période glaciaire, plus de silice est exportée par les eaux intermédiaires et modales antarctiques, favorisant la productivité siliceuse au détriment de la productivité carbonatée (Matsumoto et al., 2007). Ce contexte favorise l'export du carbone organique vers le fond. Le rapport CaCO₃/C_{org} de la pluie pélagique diminue alors, ce qui provoque une migration de la lysocline de l'océan global (profondeur en-dessous de laquelle les carbonates sont plus facilement dissous) vers de plus grandes profondeurs (Sigman et al., 1998). Les carbonates sont ainsi mieux préservés et ralentissent la formation de CO₂ dissous pouvant être échangé avec l'atmosphère. Les variations du rapport CaCO₃/C_{org} provoquent une réduction significative de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère comparée aux valeurs observées (Sigman et Boyle, 2000).

CH₄ et N₂O sont produits essentiellement par la biosphère (Cicerone, 1989 ; Fischer et al., 2008). Or, la production de ces gaz augmente dans les zones continentales lorsque la végétation est plus abondante, ce qui se produit lorsque les précipitations sont suffisamment abondantes pour maintenir une forte biomasse végétale. Le cycle hydrologique intervient alors dans les variations des pressions partielles des gaz à effet de serre. L'impact des précipitations est en particulier prépondérant dans les régions tropicales car les océans tropicaux sont la source majeure de vapeur d'eau. Les migrations de la zone de convergence intertropicale suivent étroitement les variations de précession (Cruz et al., 2005 ; Kutzbach et Guetter, 1986) car la précession contrôle la répartition saisonnière de l'énergie reçue par le Soleil. L'hémisphère où les contrastes saisonniers sont les plus forts connaît une circulation atmosphérique accélérée, ce qui intensifie les alizés. Ceux-ci poussent alors l'ITCZ vers l'hémisphère opposé. Or, la position moyenne de l'ITCZ a une incidence sur les gradients zonaux de température, notamment dans l'Océan Pacifique (Clement et al., 1999).

D'après cette étude, les alizés convergent vers l'équateur sur toute la largeur de l'Océan Pacifique lorsque l'ITCZ est proche de l'équateur. En revanche, une migration de l'ITCZ vers le Nord maintient une convergence des alizés seulement à l'Ouest, tandis que l'Est connaît une divergence des alizés par rapport à l'équateur. Dans ces conditions, la convection de masses d'air chaudes et humides est atténuée à l'Est de l'Océan Pacifique. Le réchauffement est donc plus marqué à l'Ouest qu'à l'Est de cet océan, ce qui crée un fort gradient zonal de température. Une position septentrionale de l'ITCZ, comme c'est le cas pendant les périodes chaudes, provoque

ainsi la persistance de conditions de type La Niña, que nous décrirons dans la partie I.1.3. Au contraire, une migration de l'ITCZ vers le Sud, observée en période froide, réduit les contrastes zonaux dans l'Océan Pacifique et met en place des conditions de type El Niño. Une persistance de conditions El Niño lors de la dernière période glaciaire s'observe sur certains enregistrements de l'Océan Pacifique tropical (Stott et al., 2002). Or, les événements El Niño ont des répercussions sur le climat tropical dans son ensemble à travers ses téléconnexions (cf. I.1.3). Une de ces téléconnexions entraîne une réduction de la mousson Est-asiatique (Shukla et Paolino, 1983), ce qui entraîne la réduction des zones humides en Asie. Or, les zones humides tropicales sont les principales sources de CH₄ atmosphérique (Brook et al., 1999 ; Dällenbach et al., 2000). La persistance de conditions de type El Niño peut ainsi contribuer à réduire la concentration en CH₄ dans l'atmosphère et à renforcer la diminution des températures globales par l'intermédiaire d'une réduction de la mousson Est-asiatique (Lea et al., 2003).

En résumé, les variations climatiques à l'échelle orbitale ne sont pas conduites seulement par la réponse des calottes de glace de l'hémisphère Nord aux variations de l'insolation. Des paramètres comme les concentrations en gaz à effet de serre et la circulation atmosphérique amplifient la réponse globale aux variations de l'insolation. L'intervention de processus dépendants des conditions climatiques dans les zones tropicales montre que ces régions contribuent aux variations climatiques glaciaire/interglaciaire (Lea et al., 2003) ou même les provoquent (Clement et al., 1999 ; Sarnthein et al., 2011). Parmi les régions tropicales, l'Océan Pacifique et les continents environnants semblent participer le plus activement aux changements climatiques à long terme.

I.1.2. Variations millénaires

Les variations climatiques glaciaire/interglaciaire sont interrompues par des changements trop abrupts pour être causés par des modifications des paramètres orbitaux. Par exemple, les périodes glaciaires montrent des périodes de refroidissement durant quelques siècles et qui se répètent à l'échelle millénaire. Cette idée a été avancée pour la première fois par Hartmut Heinrich en 1988, suite à l'observation de niveaux riches en grains grossiers et anguleux au centre de l'Atlantique Nord. Des grains de cet aspect ne peuvent être transportés que par la glace, d'où leur nom d'IRD (Ice Rafted Debris). La présence de ces IRDs suggère l'occurrence de débâcles glaciaires de grande ampleur provoquées par une hausse brutale des températures. Ces intervalles, désignés sous le nom d'« Heinrich layers », sont provoqués par les événements d'Heinrich, qui causent également des chutes des températures de surface (SSTs) en Atlantique Nord (Cortijo et al., 1997), des sécheresses en Afrique du Nord (Mulitza et al., 2008), en Asie (Zhou et al., 2008) et en Amérique centrale (Hodell et al., 2008) ainsi qu'une augmentation de l'humidité en Amérique du Sud (Mollier-Vogel et al., 2013). Toutes ces observations suggèrent une réorganisation globale de la circulation atmosphérique lors des événements d'Heinrich.

Les événements d'Heinrich ne sont pas la seule manifestation de la variabilité climatique millénaire. Des variations millénaires de température ont été mises en évidence pour la première fois dans des carottes de glace du Groenland (Dansgaard et al., 1984). Ces changements climatiques, qualifiés d'événements de Dansgaard-Oeschger, se produisent avec une cyclicité de 2600 ans (O'Brien et al., 1995). Ils se caractérisent par une augmentation rapide des températures dans l'hémisphère Nord, marquant un interstadiaire de Dansgaard-Oeschger, suivie d'une diminution progressive, indiquant un stadiaire de Dansgaard-Oeschger (Johnsen et al., 1992). Des variations de précipitation ou de température parallèles aux variations de température au Groenland ont été observées dans les zones continentales tropicales, notamment en Chine (Wang et al., 2001) et au Vénézuéla (Lea et al., 2003) ainsi que dans les océans tropicaux (Curry et Oppo, 1997 ; Linsley, 1996 ; Sirocko et al., 1993). Ces enregistrements tropicaux montrent que le système climatique a répondu dans sa globalité à un même forçage.

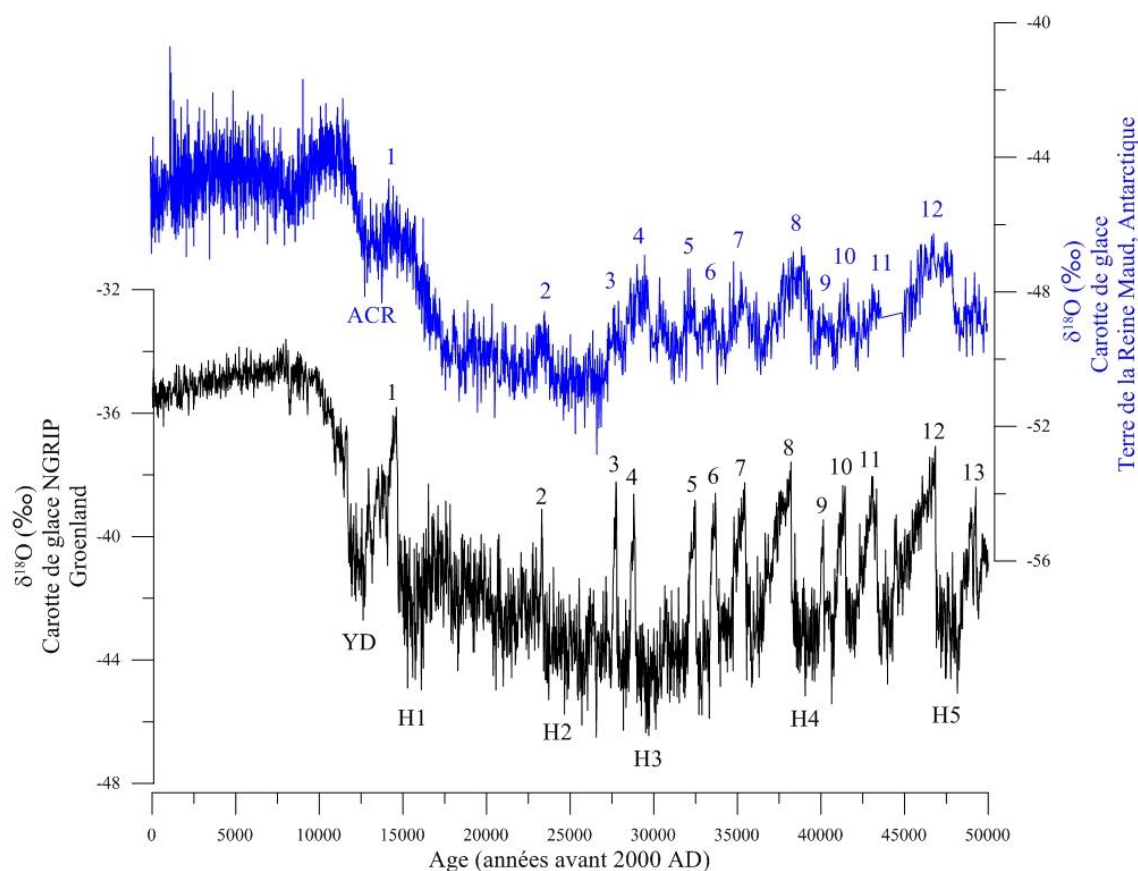


Figure 1.2: $\delta^{18}O$ des glaces groenlandaises (NGRIP : Vinther et al., 2006 ; Rasmussen et al., 2006 ; Andersen et al., 2006) et antarctiques (Dronning Maud Land : EPICA community members, 2006). Les numéros indiquent les événements de Dansgaard-Oeschger sur l'enregistrement de NGRIP et les Antarctic Isotopic Maxima sur l'enregistrement de Dronning Maud Land.

Des variations de température se produisent également dans les hautes latitudes de l'hémisphère Sud, sous la forme d'Antarctic Warm Events (AWEs) ou Antarctic Isotopic Maxima (AIMs). Comme pour les événements de Dansgaard-Oeschger, les AWEs ont été également enregistrés dans les régions subtropicales (Hendy et al., 2004). Contrairement aux événements de Dansgaard-Oeschger, les AWEs sont symétriques car les augmentations aussi bien que les diminutions de température sont progressives (Blunier et Brook, 2001). Les AWEs sont décalés par rapport aux événements de Dansgaard-Oeschger (Blunier et al., 1998). Le début des stadias se marque en effet par un réchauffement abrupt au Groenland et coïncide avec le début de la diminution des températures en Antarctique (figure I.2). La similarité entre les événements observés dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord et ceux retracés dans les régions polaires de l'hémisphère Sud témoigne de l'existence d'un forçage commun exercé à l'échelle globale. Le décalage entre ces événements suggère que ce forçage est océanique car l'océan met plus de temps que l'atmosphère à transmettre les changements de paramètres climatiques d'un hémisphère à l'autre.

Le forçage océanique proposé pour expliquer l'impact global des variations climatiques millénaires est la circulation thermohaline (THC). Ce concept a été proposé, sous le nom de « conveyor belt », par Wally Broecker en 1991. D'après ce modèle conceptuel, des masses d'eaux plongent dans les océans polaires puis circulent au fond des océans avant de remonter vers la surface dans les Océans Pacifique et Indien (figure I.3). Une fois remontées à la surface, les masses d'eaux regagnent l'Atlantique puis les mers nordiques. Ce mécanisme contribue à redistribuer dans l'ensemble des océans la chaleur reçue dans les tropiques. Ces échanges entre les hautes et les basses latitudes motivent l'emploi du terme MOC (Meridional Overturning Circulation) comme synonyme de THC. La majorité des études mettent même en avant le rôle de l'Atlantique en parlant d'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation). Le plongement de masses d'eaux ne peut se produire qu'à condition que leur densité soit suffisante. Ce processus provoque la formation d'eaux profondes nord-atlantiques ou North Atlantic Deep Water (NADW). Celle-ci circule ensuite en profondeur vers l'Océan Austral puis est redistribuée dans les autres océans. Plus le débit de la NADW est élevé, plus l'intensité de la THC augmente. Or, sa formation est ralentie lorsque les eaux de surface de l'Atlantique Nord ne sont pas assez denses. C'est en particulier le cas lors de débâcles d'icebergs, qui libèrent de l'eau douce dans les mers nordiques. La salinité des eaux de surface est alors trop faible pour permettre leur plongement. La THC est donc fortement ralentie suite à des débâcles d'icebergs.

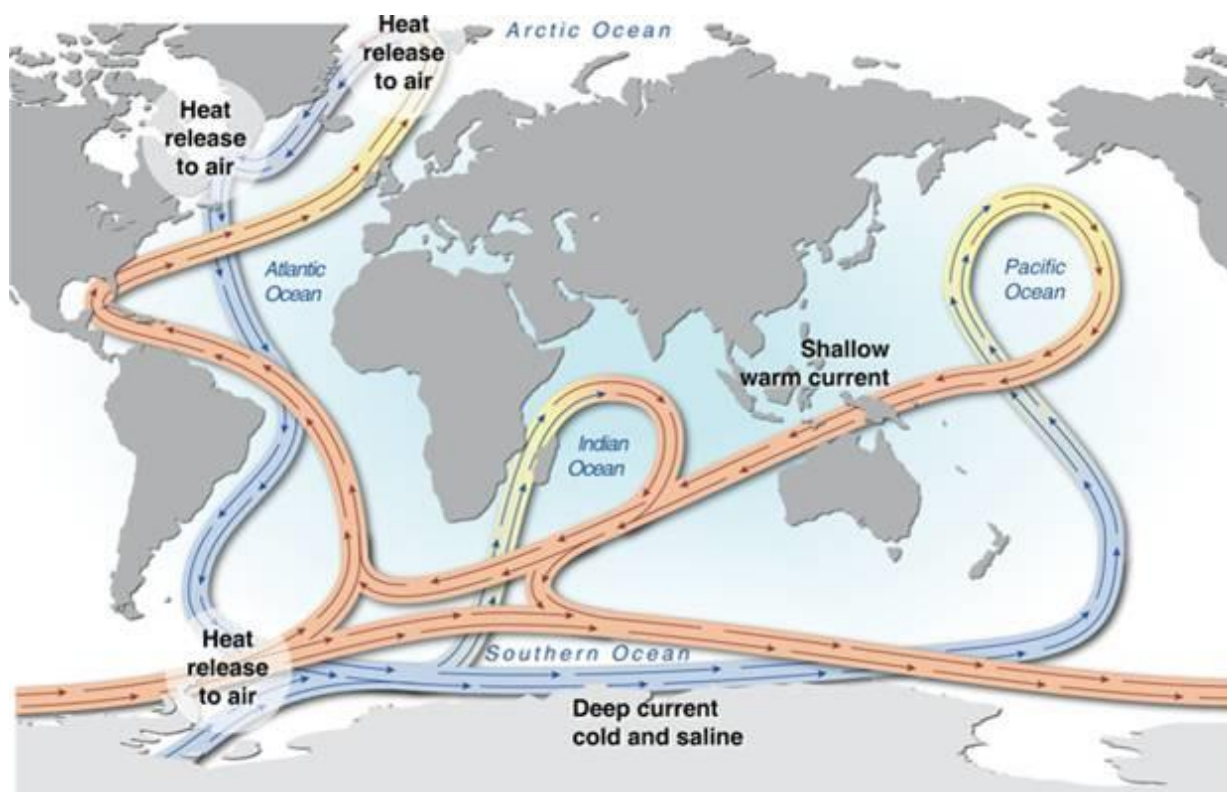


Figure I.3: Schéma de la circulation thermohaline (H. Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal)

Les épisodes de refroidissement de l'Atlantique Nord (événements d'Heinrich et stadias de Dansgaard-Oeschger) sont ainsi interprétés comme consécutifs à un affaiblissement de la THC. Or, des débâcles glaciaires, qui sont à l'origine de ce ralentissement de la THC, ne se produisent que sous des conditions de réchauffement, qui s'observent au contraire lorsque la THC est intense (Clark et al., 1996). Certaines études suggèrent que les variations climatiques de type El Niño Southern Oscillation (ENSO) peuvent contribuer aux variations climatiques millénaires en provoquant ce réchauffement (Cane, 1998). Les observations modernes indiquent en effet un réchauffement de l'Amérique du Nord, en particulier de la baie d'Hudson, lors des événements El Niño (Taylor et al., 1993). Or, la fonte de la calotte Laurentide, située sur ce continent, peut libérer de grandes quantités d'eau douce dans l'Atlantique Nord et y ralentir la formation de la NADW, ce qui peut affaiblir la THC. Cane (1998) propose donc que la persistance de conditions de type El Niño pourrait contribuer au ralentissement de l'AMOC qui déclenche un stadiaire de Dansgaard-Oeschger.

Néanmoins, les simulations de diminutions de température dans l'Atlantique Nord, identiques à celles observées lors des événements de Dansgaard-Oeschger, ne suffisent pas à reproduire les conditions climatiques observées dans les autres régions. La cause des événements de Dansgaard-Oeschger apparaît donc extérieure à l'Atlantique Nord. Des études basées sur la modélisation suggèrent que la THC a été intensifiée par des processus externes à l'Atlantique Nord (Knorr et

Lohmann, 2003 ; Weaver et al., 2003). Ces deux études suggèrent un forçage de l'Océan Austral sur la THC mais d'autres proposent l'hypothèse d'un contrôle exercé par les basses latitudes (Schmittner et Clement, 2002). D'après ces études, la densité des eaux de l'Atlantique Nord dépend de la densité de la dérive Nord-Atlantique, principal courant reliant les basses latitudes aux zones de formation de la NADW. La dérive Nord-Atlantique se forme dans l'Atlantique Ouest tropical, notamment dans le Golfe du Mexique. Or, des vents de Nord-Est transfèrent de la vapeur d'eau de cette zone géographique vers le Pacifique Est équatorial (Magaña et al., 1999). Ce transfert se manifeste par une diminution de la salinité dans le Pacifique Est équatorial (Benway et al., 2006 ; Leduc et al., 2007) et une augmentation dans l'Atlantique Ouest tropical. La dérive Nord-Atlantique, plus salée, est alors plus propice à la formation de NADW et active la THC. A l'inverse, une réduction du transfert de vapeur d'eau ralentit la THC d'après les simulations (Latif et al., 2000). Les archives sédimentaires du Pacifique Est équatorial confirment ces résultats en montrant une augmentation de la salinité, donc une réduction du transfert de vapeur d'eau, synchrone des épisodes de ralentissement de la THC, tels que les événements d'Heinrich (Benway et al., 2006 ; Leduc et al., 2007).

Les conditions climatiques tropicales peuvent contribuer à l'accélération ou au ralentissement de la THC en fonction de l'intensité du transfert de vapeur d'eau entre l'Atlantique Ouest tropical et le Pacifique Est équatorial. Ce transfert dépend de l'intensité des alizés de Nord-Est. Or, une migration de l'ITCZ vers le Sud, accentuant les alizés de Nord-Est, s'observe pendant les événements El Niño (Liu et al., 2012). La persistance de conditions de type El Niño contribue ainsi à accélérer le transfert de vapeur d'eau et donc à accélérer la THC (Latif, 2001 ; Schmittner et al., 2000). Cette hypothèse est confirmée par des simulations montrant une accélération significative de l'AMOC sous des conditions de type El Niño (Schmittner et Clement, 2002). Les conditions climatiques dans l'Océan Pacifique tropical peuvent ainsi contribuer à la mise en place de variations climatiques millénaires. Que ce soit directement ou par l'intermédiaire de l'Océan Austral, cette zone géographique semble ainsi être une des régions qui participent le plus activement aux changements climatiques globaux. Si l'impact de l'océan Pacifique sur les variations orbitales et millénaires ne fait pas encore l'objet d'un consensus, son rôle prépondérant dans les variations climatiques plus rapides, notamment interannuelles, est bien connu.

1.1.3. Variations saisonnières à centennales

L'insolation, qui régit les variations climatiques orbitales, consiste en des variations de la répartition de l'énergie solaire reçue par la Terre. Or, l'énergie solaire émise par le Soleil peut également varier. Ces fluctuations de l'activité solaire sont représentées par un paramètre nommé irradiance. Les variations d'irradiance peuvent être déduites de l'observation de taches solaires. Plus ces taches sont nombreuses, plus l'activité solaire est intense. Le nombre de taches solaires suit les mêmes variations long-terme que les estimations de température basées sur des méthodes

indépendantes (figure I.4). Les estimations basées sur le ^{14}C et le ^{10}Be ont mis en évidence des variations cycliques de l'activité solaire. Les cycles les plus couramment observés ont des périodes de 11 ans (cycles de Schwabe), 19 ans, 22 ans (cycles de Hale), 88 ans (cycles de Gleissberg), 208 ans (cycles de Suess), 385 ans, 1300 ans, 1500 ans et 2200 ans (figure I.5). L'empreinte de ces cycles est enregistrée sur tout l'Holocène et sur les derniers cycles glaciaires (Beer et al., 2002) mais leur amplitude varie.

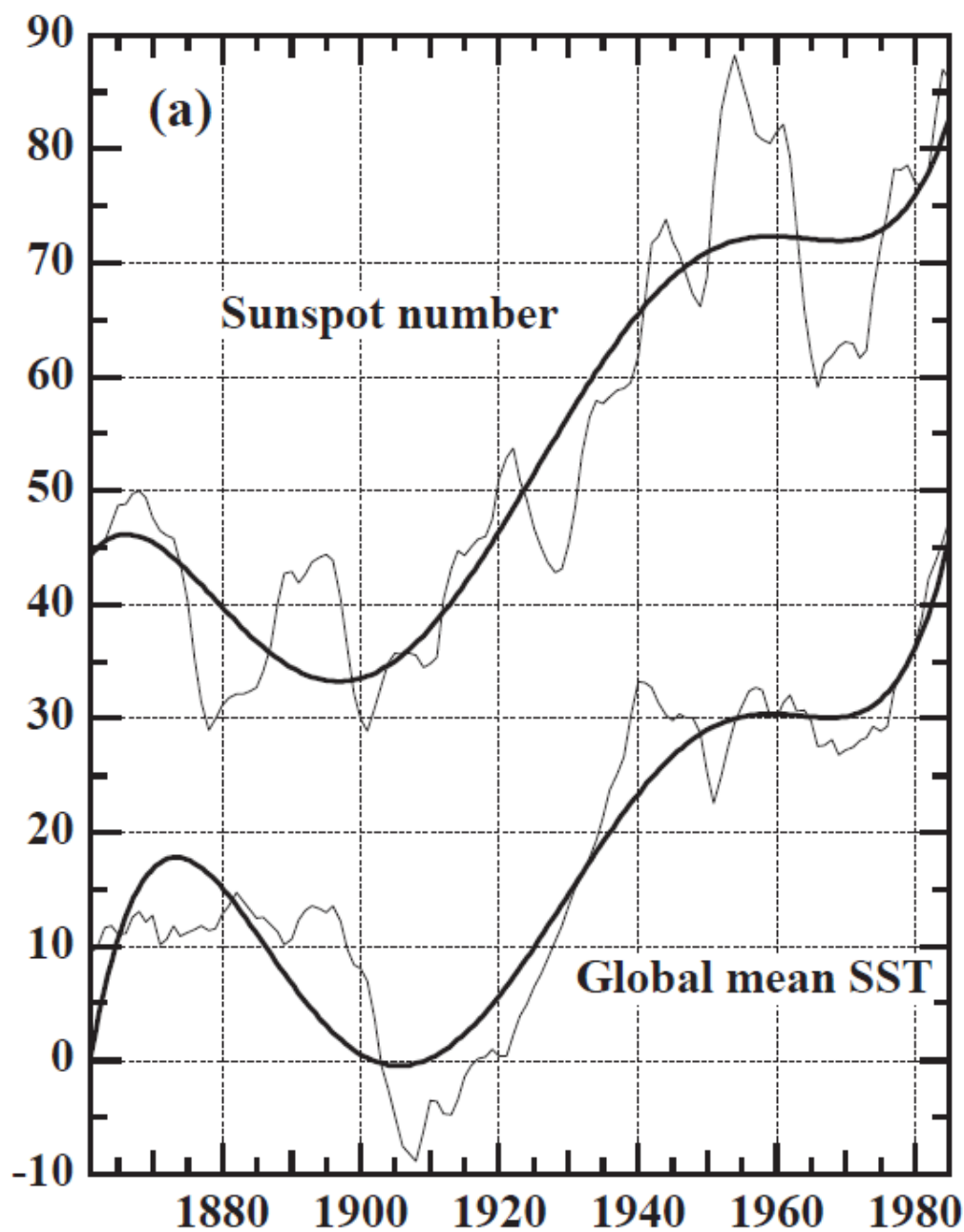
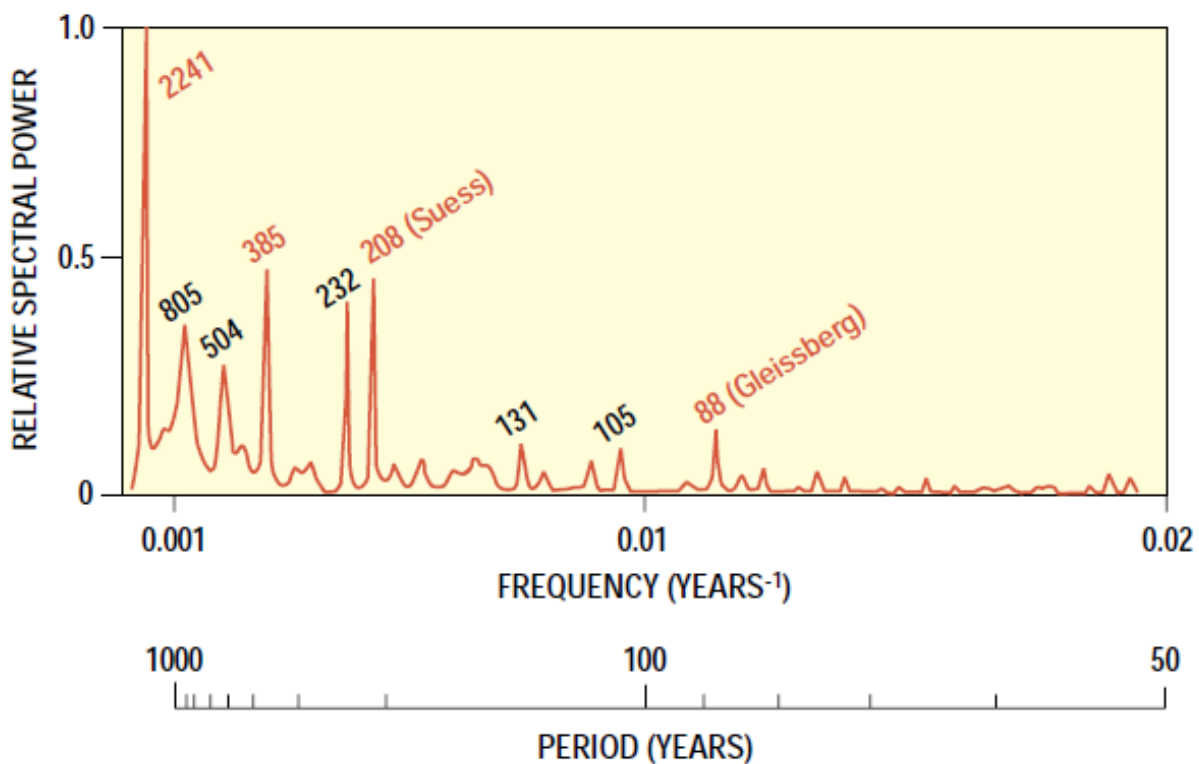


Figure I.4: Nombre de taches solaires observées mis en regard des SSTs moyennes globales (Reid, 2000)

Des variations climatiques suivant les mêmes cycles ont été observées dans de nombreuses archives climatiques (Bond et al., 2001 ; Hu et al., 2003 ; Jiang et al., 2005 ; Debret et al., 2007 ; Polissar et al., 2006). Les oscillations de l'irradiance solaire sont notamment considérées comme les causes principales des fluctuations centennales de température au cours de l'Holocène (Perry et Hsu, 2000), en particulier au dernier millénaire. Celui-ci est découpé en trois intervalles distincts sur la base des températures et des précipitations (Hughes et Diaz, 1994 ; Lamb, 1965): l'Optimum Climatique Médiéval (MWP, de 1000 à 1300 AD), le Petit Age Glaciaire (LIA, de 1300 à 1850 AD) et la période actuelle (CWP, de 1850 AD à aujourd'hui). Les limites de ces trois périodes varient selon l'enregistrement considéré (e.g. Dahl-Jensen et al., 1998 ; Rein et al., 2004) mais la division du dernier millénaire en trois intervalles s'observe sur l'ensemble du globe (figure I.6, Pages 2k Network, 2013). La MWP se caractérise par des températures supérieures à celles d'aujourd'hui tandis que le LIA se marque par une avancée des glaciers et une diminution des températures. Or, le LIA est contemporain de plusieurs minima d'activité solaire (Eddy, 1977): minima de Spörer (de 1400 à 1500 AD), de Maunder (de 1645 à 1715 AD) et de Dalton (1800 AD). Ces minima d'activité solaire correspondent tous à des minima de température hivernale en Europe (e.g. Magny et al., 2011) et à des maxima d'extension des glaciers (Grove, 2004).



Il faut cependant rappeler que les variations d'irradiance sont de faible amplitude (0,1% pour le cycle de 11 ans d'après Willson et Hudson, 1988). Plusieurs processus peuvent néanmoins amplifier l'impact de l'irradiance solaire sur l'atmosphère terrestre (Friis-Christensen, 2000). Les rayonnements ultraviolets réchauffent en particulier la stratosphère, ce qui modifie la structure verticale de l'atmosphère et potentiellement la circulation dans la troposphère (Larkin et al., 2000). De plus, les rayons cosmiques émis par le Soleil ionisent les gaz contenus dans l'atmosphère (Bazilevskaya, 2000), ce qui favorise la condensation de vapeur d'eau (Tinsley, 2000) ou la formation d'aérosols (Marsh et Svensmark, 2000 ; Turco et al., 1998) propices à la mise en place de nuages (Svensmark, 1998). Or, ce processus favorise en particulier la formation de nuages bas (Marsh et Svensmark, 2000), qui renvoient les rayonnements solaires (fort effet parasol) plus qu'ils ne retiennent les rayonnements infra-rouges émis par le système terrestre (faible effet de serre). Ces nuages ont alors un albédo (rapport rayonnement réfléchi/rayonnement reçu) élevé et provoquent un refroidissement du système terrestre. L'émission de rayonnements cosmiques, qui est élevée lorsque l'activité solaire est faible (Bazilevskaya, 2000), s'accompagne alors d'un refroidissement de l'atmosphère terrestre, qui est amplifié par la présence de nuages bas. Les variations de l'irradiance solaire sont toutefois insuffisantes pour reproduire les variations climatiques centennales dans les modèles (Renssen et al., 2007). Les variations climatiques centennales sont donc probablement contrôlées également par des mécanismes internes au système terrestre.

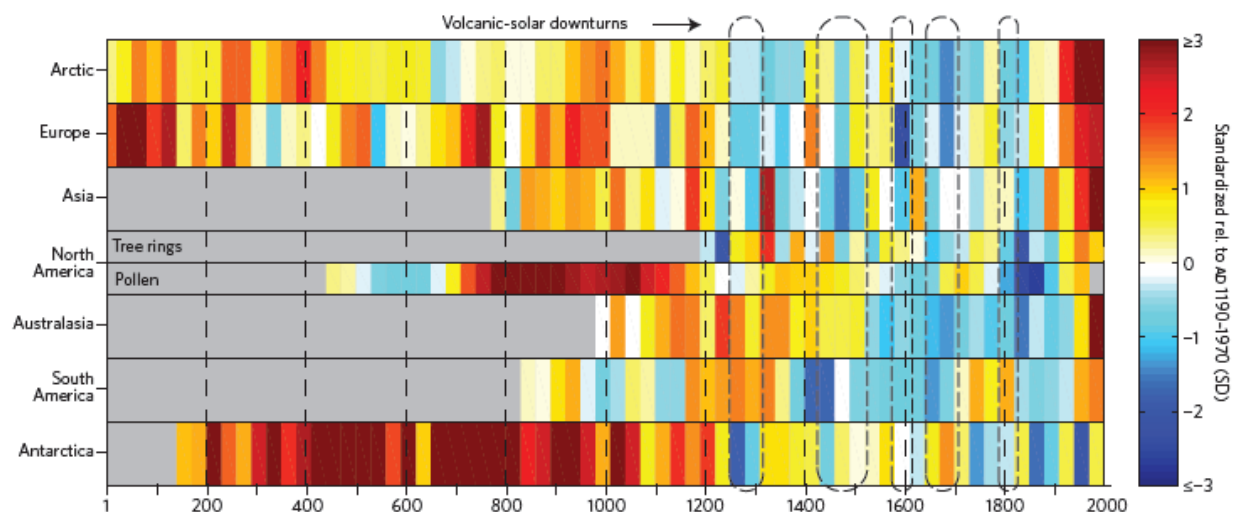


Figure I.6: Reconstructions des températures moyennes sur des intervalles de 30 ans au cours du dernier millénaire pour chaque région étudiée par le consortium PAGES 2k. Les données ont été standardisées entre 1190 et 1970 AD. L'enregistrement américain comporte une reconstruction sur la base de la dendrochronologie et une autre basée sur les pollens. Les tiretés entourent les intervalles marqués par une forte rétroaction négative d'origine solaire et volcanique. Source : PAGES 2k network, 2013

L'activité volcanique fait partie de ces mécanismes internes. Les cendres et les gaz émis lors d'éruptions volcaniques sont susceptibles de bloquer une partie des rayonnements solaires et sont à la base de la formation d'aérosols et de composés soufrés (SO_2) susceptibles d'être dispersés dans l'atmosphère en quelques mois. Une éruption dont l'indice d'explosivité (VEI) est suffisamment élevé peut ainsi suffire pour faire diminuer notablement les températures estivales à l'échelle du globe. Par exemple, l'éruption du volcan Huaynaputina (VEI=6), au Pérou, en 1600 AD a été suivie d'un des étés les plus froids des derniers 600 ans dans l'hémisphère Nord (de Silva et Zielinski, 1998). Des études récentes suggèrent qu'une activité volcanique accrue vers 1300 et 1450 AD a provoqué un refroidissement global, caractéristique de la transition de la MWP au LIA (Miller et al., 2012). Cependant, les éruptions volcaniques sont ponctuelles et leur impact ne perdure souvent que quelques années. En outre, des simulations de l'impact des éruptions volcaniques sur les SSTs dans la Western Pacific Warm Pool (WPWP) montrent que le volcanisme seul ne permet pas de reproduire les amplitudes observées dans les variations des SSTs (Khider et al., 2014). D'autres mécanismes internes au système terrestre contribuent donc à prolonger les périodes de refroidissement global dues aux éruptions volcaniques. Les conditions froides du LIA se sont par exemple maintenues sous l'effet d'une rétroaction positive mettant en jeu l'accroissement de la banquise arctique. Celle-ci a pu se maintenir en période estivale plusieurs années de suite (Miller et al., 2012). Une autre hypothèse met en jeu la modulation de la circulation océanique profonde par la THC (Khider et al., 2014). Des études récentes ont notamment montré qu'une réduction de l'AMOC aurait pu contribuer au refroidissement de l'hémisphère Nord observé au début du LIA (Moffa-Sánchez et al., 2014).

Les variations climatiques aux échelles inter-annuelle à inter-décennale impliquent quant à elles des couplages océan-atmosphère. Parmi ces processus, El Niño Southern Oscillation (ENSO) est celui qui contribue le plus aux variations climatiques à l'échelle inter-annuelle (Trenberth et Hoar, 1997). La principale caractéristique de l'ENSO est l'observation d'une étroite relation positive entre le champ de pression atmosphérique en surface (exprimé au travers des alizés) et le gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique (Bjerknes, 1969). Dans des conditions normales, les alizés poussent les eaux chaudes de surface vers l'Ouest du Pacifique (figure I.7). La thermocline atteint alors des profondeurs plus importantes à l'Ouest du Pacifique. En parallèle, le transfert des eaux de surface vers l'Ouest est compensé à l'Est par un upwelling. Comme les eaux qui remontent dans les cellules d'upwelling sont froides, la thermocline se rapproche de la surface à l'Est du Pacifique. L'upwelling fait diminuer les SSTs à l'Est, formant la Cold Tongue, et des eaux chaudes se concentrent à l'Ouest, au sein de la WPWP, ce qui crée un fort gradient Est-Ouest de SST dans des conditions normales. Ces conditions normales se caractérisent également par un fort gradient de pression atmosphérique entre le Pacifique occidental et le Pacifique central. Ce gradient de pression est représenté par l'indice d'oscillation australe (SOI), défini comme le gradient de pression atmosphérique entre Darwin et Tahiti. Plus ce gradient de pression est fort, plus la circulation zonale dans le Pacifique tropical, appelée circulation de Walker, est intense (Julian et Chervin, 1978). Enfin, les eaux chaudes de la WPWP s'évaporent plus efficacement que les eaux de la Cold Tongue, plus froides, ce qui mène à de fortes

précipitations autour de la WPWP (Indonésie et Nord de l'Australie) et à des sécheresses en Amérique du Sud occidentale (déserts côtiers du Pérou et du Chili, e.g. le désert d'Atacama). Les événements La Niña débutent avec des alizés plus intenses que dans des conditions normales et renforcent donc les conditions citées précédemment. Ils se produisent lorsque la circulation de Walker est intensifiée et l'indice SOI est positif.

A l'inverse, un événement El Niño se marque par un affaiblissement des alizés (Rasmusson et Carpenter, 1982). Dans ces conditions, les eaux chaudes issues de la Western Pacific Warm Pool (WPWP) s'accumulent au centre du Pacifique (figure I.8). Les gradients de SST et de pression atmosphérique entre l'Ouest et l'Est du Pacifique s'atténuent car la circulation de Walker ralentit, ce qui aboutit à des SOI négatifs. Des anomalies positives de SSTs favorisent la convection à l'Est et au centre du Pacifique, ce qui provoque des pluies dans des milieux normalement secs. De plus, des vents d'Ouest soufflant sur la WPWP poussent les nuages vers le centre du Pacifique, provoquant des sécheresses en Indonésie. En outre, ces vents mènent à la formation d'ondes planétaires, les ondes de Kelvin. Celles-ci traversent le Pacifique jusqu'à la marge Sud-Ouest-américaine. Sur cette marge, les ondes de Kelvin provoquent l'approfondissement de la thermocline puis sont réfléchies vers l'Ouest du Pacifique sous la forme d'ondes de Rossby, qui font remonter la thermocline vers la surface en arrivant dans la WPWP (Toyoda et al., 2009 ; Wang et Fiedler, 2006).

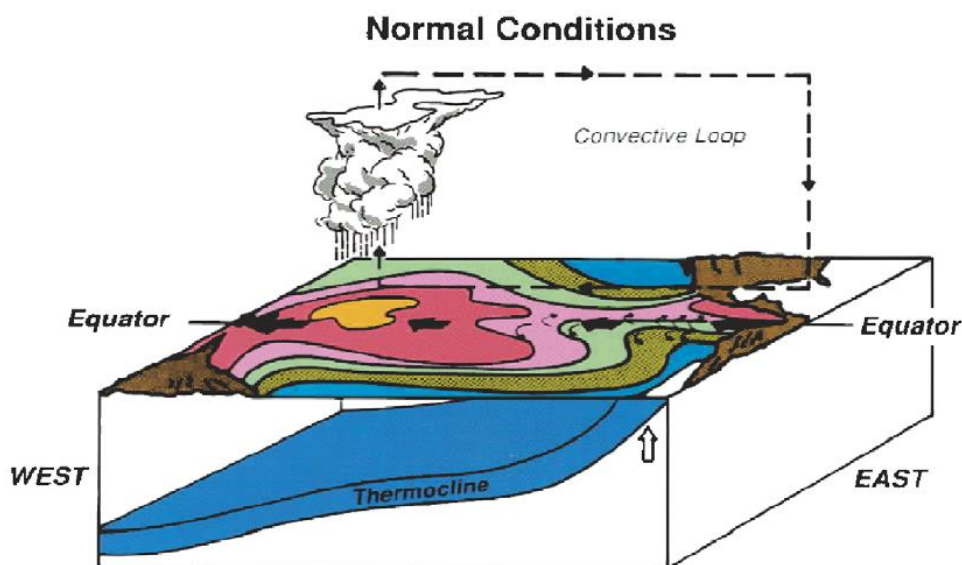


Figure I.7: Conditions normales dans l'Océan Pacifique (Cane, 2005)

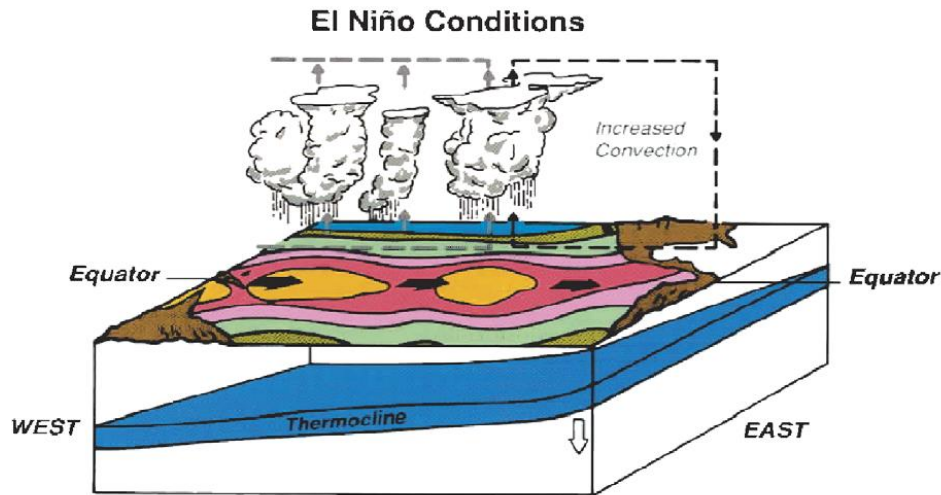


Figure I.8: Conditions dans le Pacifique pendant un événement El Niño (Cane, 2005)

Les événements El Niño se manifestent principalement en hiver boréal (Trenberth et Hoar, 1997). Ils se produisent tous les 2 à 7 ans mais nous verrons que leur intensité n'est pas constante et est modulée à des échelles plus longues, notamment à l'échelle décennale. De plus, la position de l'anomalie positive de SST varie en fonction du type d'événement. Il existe deux catégories principales d'événements : les événements El Niño présentant une anomalie à l'Est du Pacifique (EP El Niño ou événements El Niño canoniques) et les événements caractérisés par une anomalie centrée sur la ligne de changement de date, nommés CP El Niño (Kao et Yu, 2009), El Niño Modoki (Ashok et al., 2007), Warm Pool El Niño (Kug et al., 2009) ou Dateline El Niño (Larkin et Harrison, 2005). Un événement CP El Niño a des répercussions plus locales et plus modérées qu'un événement EP El Niño (Kao et Yu, 2009). La classification de Yu et Kim (2010) ajoute un type mixte, caractérisé par une anomalie de SST située à l'Est de la ligne de changement de date mais à l'Ouest des anomalies typiques des événements EP El Niño.

Outre le Pacifique tropical, l'ENSO module le climat d'autres zones géographiques dans les conditions actuelles (figure I.9). Les intervalles dominés par des conditions de type El Niño coïncident avec des périodes sèches en Inde (Shukla et Paolino, 1983) et humides en Asie orientale (Wang et al., 2003). L'ENSO accentue également les précipitations hivernales au Nord-Ouest ou au Sud-Ouest des Etats-Unis suivant si les événements sont de type El Niño ou La Niña (Horel et Wallace, 1981). Les événements El Niño exercent également un forçage sur les moyennes latitudes australe en faisant migrer la trajectoire des vents d'Ouest de l'hémisphère Sud vers de plus hautes latitudes (Lamy et al., 2001 ; Kaiser et al., 2005 ; Knudson et al., 2011). L'ENSO serait un des principaux modes climatiques contrôlant le climat dans l'Océan Austral à l'échelle pluri-annuelle, en provoquant une antiphasse entre les secteurs atlantique et pacifique de cet océan (Yuan, 2004). Des événements El Niño seraient ainsi responsables de diminutions des SSTs en Mer de Ross (Bertler et al., 2004) et du maintien d'un anticyclone en

Mer de Bellingshausen (Yuan, 2004). Enfin, les événements El Niño mènent à une augmentation globale des températures (Diaz et al., 2001 ; McPhaden et al., 2006) à condition qu'ils soient de type EP (Banholzer et Donner, 2014). L'événement El Niño de 1997/1998 a ainsi fait augmenter la température globale moyenne de 0,2°C (Hansen et al., 2006). Les téléconnexions de l'ENSO semblent montrer un rôle prépondérant des zones tropicales sur le climat mondial. Les répercussions d'El Niño sur la circulation atmosphérique diffèrent cependant suivant le type d'événement (Ashok et Yamagata, 2009 ; Weng et al., 2007). L'augmentation de la fréquence des événements de type CP depuis 1990 (Yeh et al., 2009) aurait ainsi contribué à ralentir le réchauffement global actuel (Kosaka et Xie, 2013).

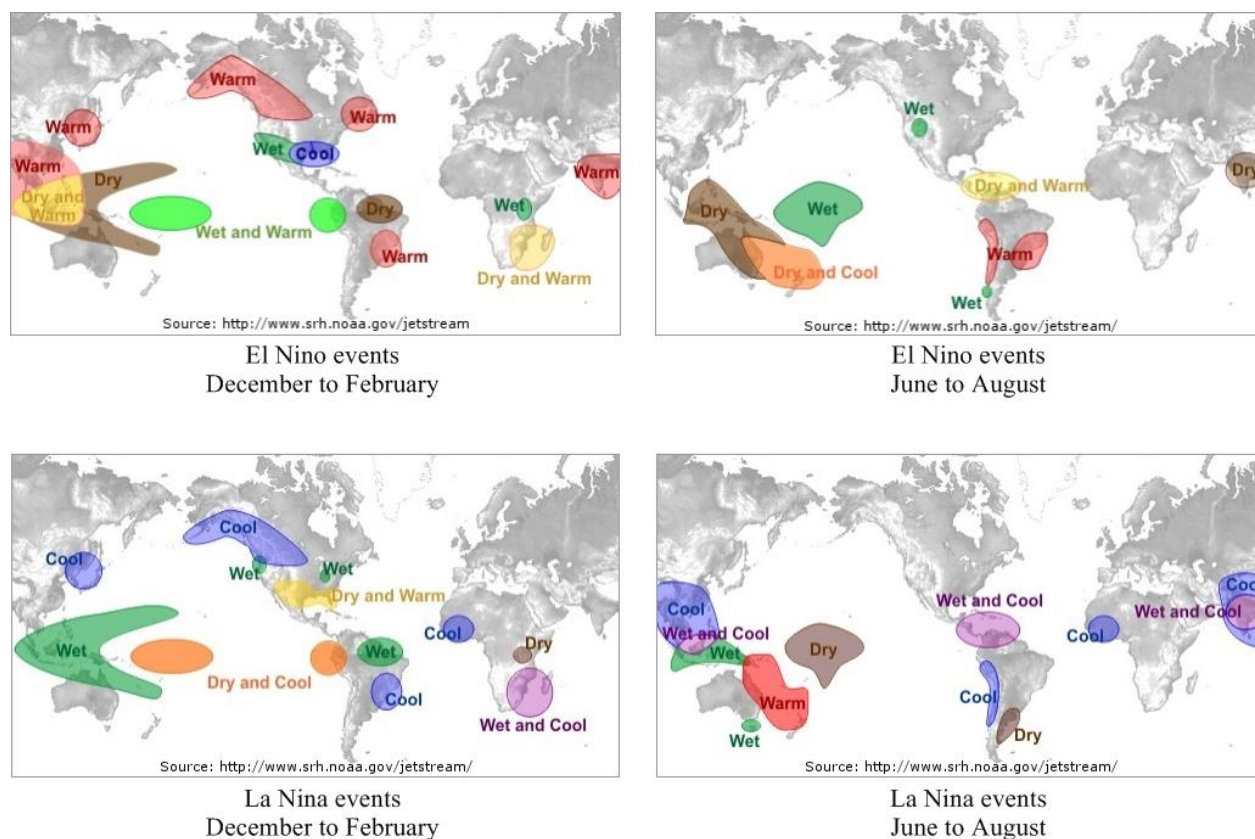


Figure 1.9: Téléconnexions des événements El Niño et La Niña en fonction de la saison
(<http://www.srh.noaa.gov/jetstream/>)

Cependant, il a été montré que l'ENSO peut être lui-même modulé par d'autres oscillations climatiques inter-annuelles. Des études basées sur les modèles proposent un mécanisme de modulation de l'ENSO par l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). D'après Timmermann et al. (2007), une NAO négative affaiblit l'AMOC. Dans ces conditions, l'Atlantique Nord se refroidit, ce qui renforce l'anticyclone des Caraïbes. Les alizés de Nord-Est s'accroissent alors et mènent à une migration de l'ITCZ vers le Sud dans l'Atlantique et le Pacifique. Les variations annuelles de SST et de précipitation s'affaiblissent alors dans le Pacifique Nord-Est. Or, ces variations annuelles sont souvent considérées comme concurrentes des variations inter-annuelles provoquées par l'ENSO (Leduc et al., 2009b). Une réduction du cycle annuel produit donc une intensification de l'ENSO. D'après cette étude, la variabilité de l'ENSO augmenterait donc en période de NAO négative. Cependant, d'autres études suggèrent au contraire une augmentation de l'activité de l'ENSO en période de NAO positive (Timmermann et al., 2005). Dans cette hypothèse alternative, une NAO positive rapproche la thermocline de la surface, ce qui accentuerait l'ENSO. Néanmoins, la réponse de la thermocline à la NAO est encore difficile à définir car des études postérieures (Timmermann et al., 2007) semblent indiquer un impact inverse de la NAO sur la thermocline.

La variabilité de l'ENSO semble également être contrôlée par des oscillations climatiques décennales. Cette idée repose sur l'observation de variations décennales des températures dans le Pacifique (Zhang et Levitus, 1997). L'augmentation de la fréquence des événements CP El Niño à partir de 1990 (Lee et McPhaden, 2010) est interprétée comme une tendance décennale à une transition vers des conditions dominées par La Niña (Kosaka et Xie, 2013). Les variations décennales de l'activité de type ENSO se manifestent également par des changements dans la composition des stocks de poissons dans l'Océan Pacifique. Par exemple, une alternance décennale entre des périodes dominées par les sardines et celles favorables aux anchois a été observée au large du Pérou (Alheit et Niquen, 2004). Les périodes d'abondance des sardines sous des conditions de SSTs chaudes ont été désignées sous le nom d' « El Viejo » par opposition aux périodes « La Vieja », dominées par les anchois et présentant des températures moins élevées (Chavez et al., 2003). Le principal mécanisme modulant l'ENSO à l'échelle décennale met en jeu les variations décennales des SSTs dans le Pacifique (Imada et Kimoto, 2009), en particulier celles provoquées par l'Oscillation Décennale Pacifique (PDO). L'indice PDO est défini à partir des SSTs dans le Pacifique Nord et change de signe tous les 20 à 30 ans (Mantua et al., 1997) : un indice PDO+ dénote une diminution des températures dans le Pacifique Nord-Ouest et une augmentation dans le Pacifique Nord-Est tandis que l'inverse se produit en période de PDO- (Papineau, 2001). Les événements El Niño sont amplifiés en période de PDO+ tandis que les événements La Niña sont plus intenses en période de PDO- (Verdon et Franks, 2006). Outre l'intensité de l'ENSO, la PDO semble également amplifier ou atténuer l'impact de l'ENSO sur certaines régions d'Amérique du Nord (Brown et Comrie, 2004). La PDO module ainsi les événements El Niño eux-mêmes mais également leurs téléconnexions. Certaines études semblent cependant indiquer que ce sont les SSTs du Pacifique équatorial qui contrôlent la PDO et non l'inverse (Newman et al., 2003).

Certaines études mettent également en avant l'influence de l'Atlantique sur l'ENSO à l'échelle décennale à travers l'influence de l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO ; Kerr, 2000). Cette hypothèse se base sur l'observation d'une forte variabilité de l'ENSO entre 1965 et 1990, en période d'AMO négative (Delworth et Mann, 2000). L'AMO module l'intensité de l'AMOC, à l'image de la NAO. Or, des études basées sur les modèles montrent que l'ENSO fluctue en fonction de l'intensité de l'AMOC (Dong et al., 2006). La sensibilité de l'ENSO aux variations de l'AMOC semble ainsi suggérer un contrôle du climat tropical par les hautes latitudes. Malgré la prépondérance des hautes latitudes sur le contrôle de la répartition de l'énergie à travers l'AMOC, les zones tropicales jouent un rôle non négligeable dans le climat global. En effet, ce sont les basses latitudes qui reçoivent la plus grande quantité d'énergie solaire. Or, l'influence du forçage solaire est capitale aussi bien à l'échelle orbitale (par le biais de l'insolation) qu'à l'échelle centennale (à travers l'irradiance). De plus, les zones tropicales incluent les régions où les SSTs sont les plus élevées. Ces maxima de SSTs favorisent l'évaporation de l'eau de mer et constituent ainsi des sources majeures de l'eau de pluie qui est redistribuée par la circulation atmosphérique. Les régions tropicales contrôlent ainsi le cycle hydrologique global. Il est donc nécessaire de comprendre les systèmes tropicaux pour estimer leur réponse aux changements climatiques ainsi que leur impact sur le climat.

I.2. Les régions intertropicales face aux variations climatiques

Dans le cadre de cette partie, nous nous intéressons uniquement aux régions comprises entre 30°N et 30°S, en mettant l'accent sur les zones océaniques. Le système actuel est décrit avant d'aborder les connaissances dont nous disposons sur ses variations dans le passé.

I.2.1. Circulation atmosphérique et océanique

I.2.1.a. Circulation actuelle

L'atmosphère terrestre est divisée en cellules zonales : deux cellules polaires aux hautes latitudes (supérieures à 60°), deux cellules de Ferrel aux moyennes latitudes (entre 30 et 60°) et deux cellules de Hadley aux basses latitudes (entre 30°N et 30°S). Cette répartition zonale est due aux différences zonales de température. Les cellules atmosphériques sont séparées par des anticyclones, zones de haute pression, ou des dépressions, zones de basse pression. Or, les vents soufflent des zones de haute pression vers les zones de basse pression. La combinaison de la position des anticyclones et des dépressions et de la force de Coriolis induit ainsi des vents d'Est,

les alizés, dans les cellules de Hadley, des vents d'Ouest dans les cellules de Ferrel et des vents d'Est dans les cellules polaires.

Les saisons modifient la répartition de l'énergie solaire, provoquant l'intensification des vents dans un hémisphère. Les cellules atmosphériques de cet hémisphère s'étendent au détriment des cellules de l'autre hémisphère. Ces modifications saisonnières modulent ainsi les anticyclones et les dépressions tant en terme de position que d'intensité. Dans les zones tropicales, il en résulte des variations saisonnières de la position de l'ITCZ autour d'une moyenne annuelle de 5°N (figure I.10). Comme l'ITCZ concentre la majorité des précipitations, les régions qu'elle traverse subissent de fortes variations saisonnières de l'humidité. C'est le cas au centre de l'Amérique du Sud, entre l'Amazonie et la Cordillère des Andes, où les précipitations se produisent essentiellement en été austral, en période de South American Summer Monsoon ou SASM (Zhou et Lau, 1998). La SASM est issue de masses d'air venant de l'Atlantique tropical. La Cordillère des Andes représente une barrière géographique qui empêche ces masses d'air de parvenir sur les côtes péruviennes. Celles-ci sont donc très arides et ne reçoivent de précipitations notables que lors des événements El Niño les plus intenses (Wells, 1990). Les particules issues du désert côtier sont transportées par des alizés de Sud-Est, vents dominants dans la région (figure I.11), en particulier en hiver austral, lorsque ces vents atteignent leur intensité maximale.

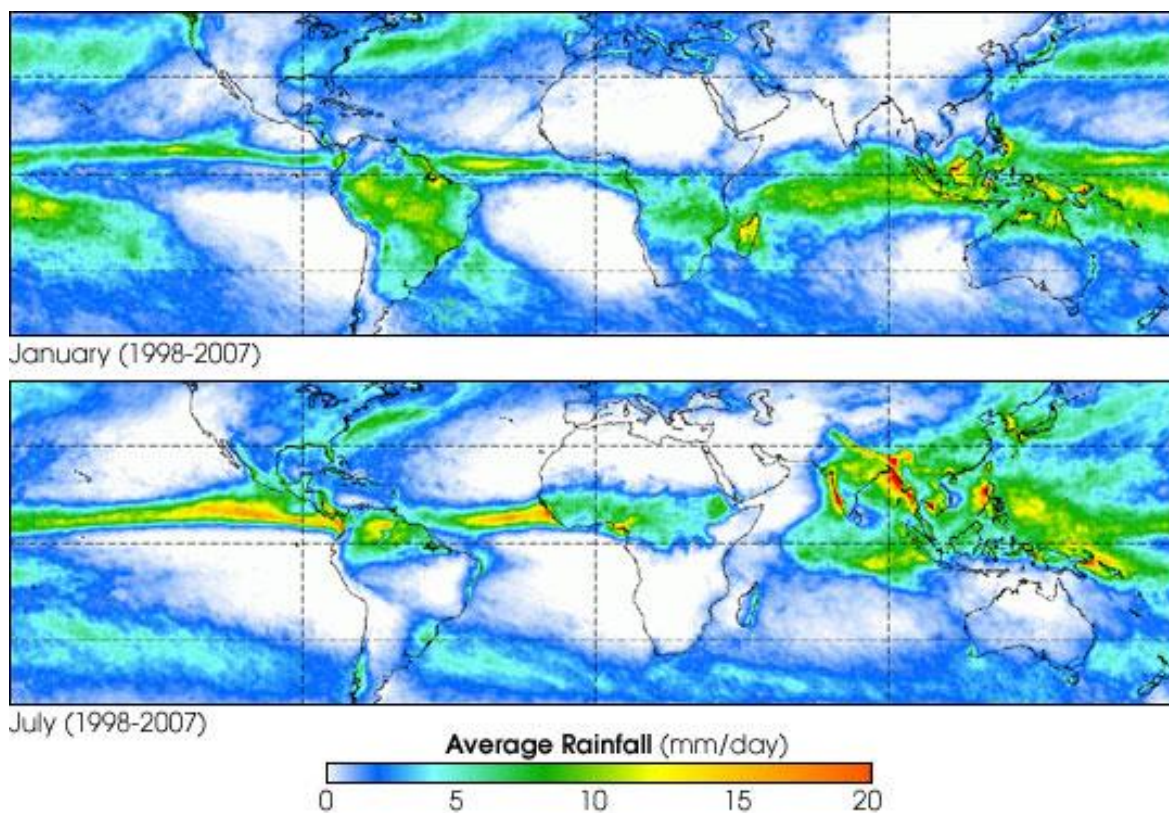


Figure I.10: Position de l'ITCZ en hiver boréal (Janvier) et en été boréal (Juillet) (images produites par la NASA)

L'action des vents, conjuguée à la force de Coriolis, contraint les eaux de surface à suivre une circulation en gyres. Les océans comportent une gyre subpolaire et une gyre subtropicale par hémisphère. Les courants océaniques dirigés vers les pôles redistribuent la chaleur excédentaire vers les hautes et moyennes latitudes. A l'inverse, les courants de bord Est, tel le courant du Pérou, transportent des masses d'eaux froides des zones subpolaires vers les zones tropicales. Il en résulte une asymétrie Est-Ouest des SSTs dans les gyres océaniques, avec un bord Ouest plus chaud que le bord Est. Nous verrons dans la partie I.2.2. que les gyres subtropicales ont également une incidence sur la répartition des nutriments et des gaz dissous. Dans le cas du Pérou, des masses d'eaux subantarctiques sont transportées vers le Nord par le courant du Pérou-Chili (PCC), ou courant de Humboldt (HC sur la figure I.12). Une deuxième branche de ce courant circule plus près des côtes et est nommé courant côtier du Pérou-Chili (PCCC). Le PCCC et l'HC sont déviés par les alizés et la force des Coriolis vers l'Ouest au niveau de l'équateur et forment le courant sud-équatorial (SEC). A l'inverse des courants de surface, les courants de subsurface proviennent de l'équateur. Le courant sous-équatorial (EUC) circule vers l'Est et se divise en deux branches en atteignant les côtes sud-américaines. L'une circule vers le Nord et l'autre se dirige vers le Sud, où elle fusionne avec le contre-courant de subsurface Sud (SSSC) pour former le courant de subsurface du Pérou-Chili (PUC). La quantité de nutriments et de gaz transportée par le PUC est déterminante pour le système péruvien suivant un mécanisme que nous décrirons dans la partie I.2.2.

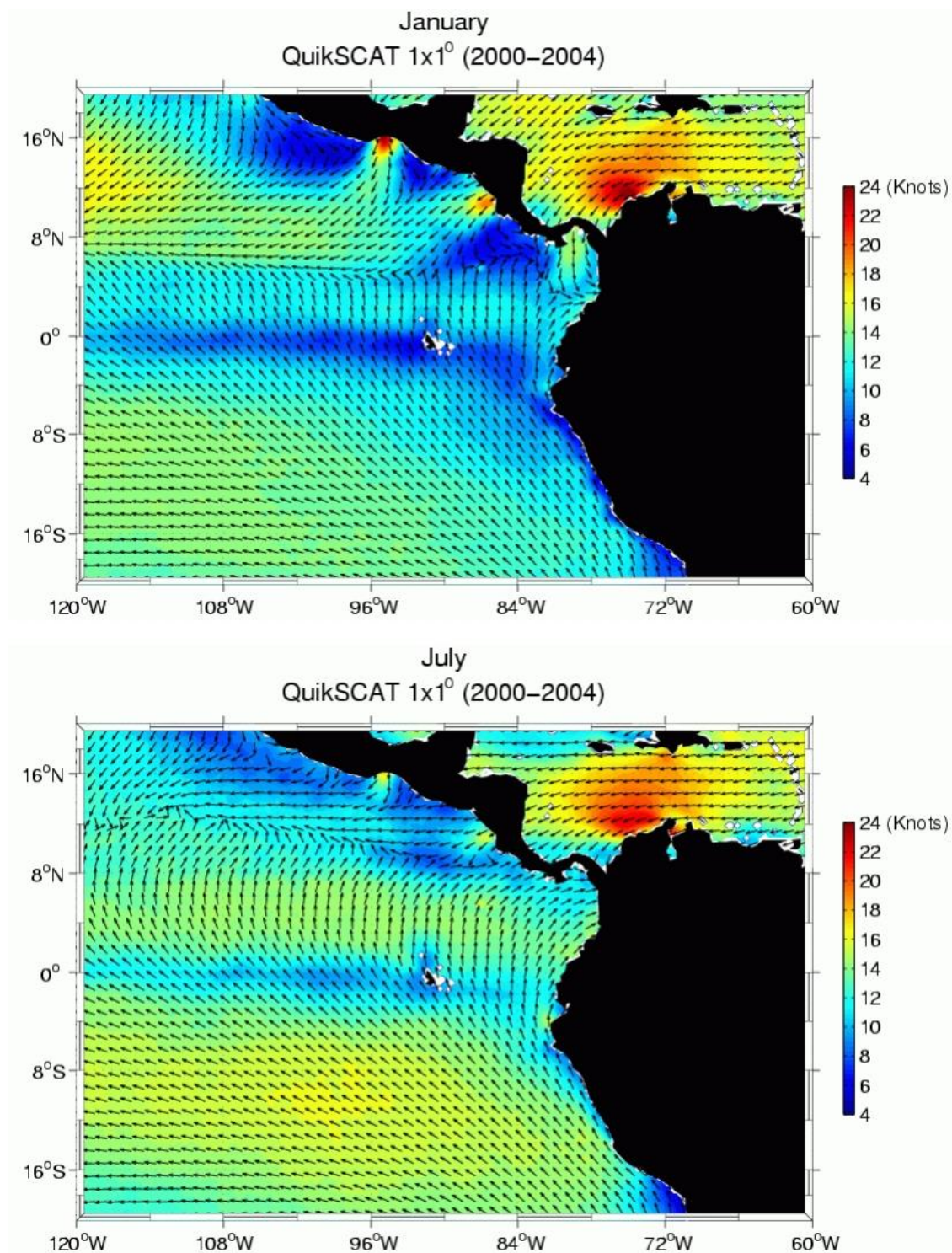


Figure I.11: Carte des vents dans le Pacifique Est tropical en Janvier (été austral) et en Juillet (hiver austral). Les plages de couleur indiquent la vitesse des vents en nœuds. Les données sont obtenues sur le site consacré à la climatologie des vents de l'océan global ou COGOW (<http://cioss.coas.oregonstate.edu/cogow>) et fournies par l'Institut Coopératif d'Etudes Océanographiques par les Satellites (CIOSS) de l'Université d'Etat de l'Oregon (<http://cioss.coas.oregonstate.edu>).

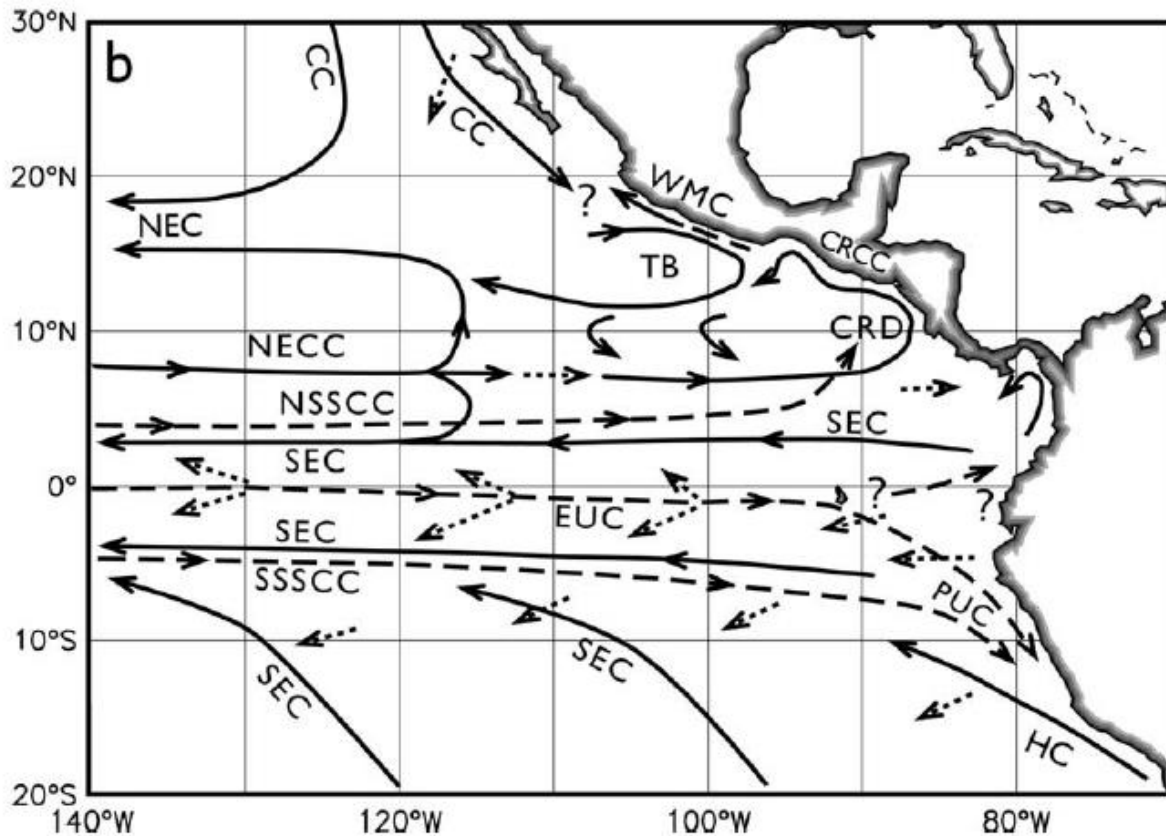


Figure 1.12: Carte des courants dans le Pacifique Est tropical (Kessler, 2006). Les flèches en traits pleins, en pointillés et en tiretés représentent les courants de surface, proches de la surface et de subsurface respectivement. CC : California Current ; NEC : North Equatorial Current ; NECC : North Equatorial Counter Current ; SEC : South Equatorial Current ; CRCC : Costa Rica Counter Current ; HC : Humboldt Current ; EUC : Equatorial Undercurrent ; NSSCC : Northern Subsurface Counter Current ; SSSCC : Southern Subsurface Counter Current ; WMC : West Mexican Current ; PUC : Peru-Chile Undercurrent ; CRD : Costa Rica Dome ; TB : Tehuantepec Bowl.

1.2.1.b. Variations dans le passé

Comme nous l'avons précisé, les migrations saisonnières de l'ITCZ sont contrôlées par la répartition de l'énergie solaire sur Terre. Or, l'insolation contrôle cette distribution de l'énergie. A l'échelle orbitale, la position de l'ITCZ a varié essentiellement en suivant le cycle de précession (Cruz et al., 2005). La mousson Est-africaine (Ziegler et al., 2010) s'accroît par exemple à chaque minimum de précession (Kutzbach et Guetter, 1986), lorsque l'ITCZ est en moyenne plus au Nord que dans les conditions modernes. La position de l'ITCZ migre lorsque les alizés d'un des hémisphères deviennent plus intenses que ceux de l'autre hémisphère. Dans l'exemple d'une position septentrionale, ce sont les alizés de Sud-Est qui sont plus forts que les alizés de Nord-Est. Les variations de la répartition saisonnière de l'énergie solaire induites par la précession créent ainsi cette bascule entre les alizés de Nord-Est et de Sud-Est. Les migrations

dues à la précession se font autour d'une position moyenne située plus au Sud en période glaciaire car la présence de calottes glaciaires volumineuses dans l'hémisphère Nord fait migrer les cellules de circulation atmosphérique zonale vers le Sud (Chiang et al., 2003).

Cependant, les cycles de migration de l'ITCZ induits par la précession sont interrompus à l'échelle millénaire. Certains enregistrements de précipitations montrent ainsi des migrations de l'ITCZ contemporaines d'événements climatiques millénaires comme les stadias de Dansgaard-Oeschger (Cruz et al., 2005) et d'Heinrich (Wang et al., 2001). De tels événements se produisent lorsque l'AMOC se réduit. Or, une réduction de l'AMOC provoque un refroidissement des hautes latitudes Nord, ce qui provoque une migration des maxima de SST vers le Sud. L'évaporation et les précipitations qui en résultent se produisent ainsi plus au Sud que de nos jours. Outre cette migration, les événements d'Heinrich rompent l'antiphase observée à l'échelle orbitale entre l'humidité dans les Andes et celle observée au Nord-Est du Brésil (Mollier-Vogel et al., 2013). Or, cette antiphase résulte d'une forte subsidence au-dessus du Nord-Est du Brésil, sous l'effet d'une forte convection au-dessus de l'Amazonie (Cruz et al., 2009). Une rupture de l'antiphase Est-Ouest se produit également pendant le Younger Dryas (Cheng et al., 2013), même si les effets du Younger Dryas sur les précipitations tropicales semblent avoir eu une amplitude inférieure à celle observée lors des événements d'Heinrich (Escobar et al., 2012 ; Mollier-Vogel et al., 2013).

A l'échelle millénaire, l'insolation était supérieure dans l'hémisphère Nord par rapport à l'hémisphère Sud au début de l'Holocène, c'est pourquoi les archives climatiques des tropiques Nord indiquent une augmentation des précipitations au cours de cette période (Gasse, 2000 ; Hodell et al., 1995 ; Wang et al., 2005) tandis que les enregistrements des tropiques Sud montrent un assèchement (Bird et al., 2011). A l'inverse, les enregistrements tropicaux du tardi-Holocène indiquent une tendance à une migration de l'ITCZ vers le Sud (deMenocal et al., 2000 ; Haug et al., 2001) car l'insolation dans l'hémisphère Sud est supérieure à celle dans l'hémisphère Nord depuis 4000 ans (Marchant et Hooghiemstra, 2004 ; Wanner et al., 2008). Le climat en Amérique du Sud est ainsi plus humide depuis 5000 ans environ (Abbott et al., 2003 ; Buffen et al., 2009 ; Ekdahl et al., 2008 ; Thompson et al., 2006). La position de l'ITCZ au cours du tardi-Holocène a conduit à des conditions plus proches de celles observées lors des événements El Niño. La migration de l'ITCZ a ainsi été considérée comme la cause de l'intensification de l'ENSO vers 5000 ans BP (Clement et al., 2000 ; Sandweiss et al., 1996). La tendance à la migration de l'ITCZ vers le Sud s'est amplifiée au cours des épisodes de refroidissement de l'hémisphère Nord, sous l'effet d'une réduction de l'AMOC (Lund et al., 2006). Cela a notamment été le cas au LIA, au cours duquel l'ITCZ aurait migré de 500 km vers le Sud dans l'Océan Pacifique (Sachs et al., 2009).

1.2.2. Zones d'upwelling et OMZs

1.2.2.a. Fonctionnement actuel

Nous avons évoqué dans la partie précédente l'organisation de la circulation océanique en gyres. Les courants qui en résultent redistribuent les nutriments. Ceux-ci sont abondants dans l'Océan Austral mais ils y sont peu utilisés car la lumière est insuffisante en hiver pour soutenir une forte production par les organismes phytoplanctoniques. Les nutriments qui ne sont pas utilisés sont accumulés dans les eaux de surface puis transportés vers les zones d'upwelling par les masses d'eaux intermédiaires formées dans les zones polaires (Antarctic Intermediate Waters et Subantarctic Mode Waters, AAIW et SAMW respectivement) (Sarmiento et al., 2004). La SAMW contribue notamment à la formation de l'EUC (Equatorial Undercurrent) dans le Pacifique Sud-Ouest (Toggweiler et al., 1991). L'EUC contribue ensuite à la formation des courants de subsurface circulant le long des bords Est du Pacifique Nord (WMC) et du Pacifique Sud (PUC) (figure I.12). Or, les bords Est des océans sont le siège d'upwellings côtiers car les eaux de surface sont déviées vers le large par la force de Coriolis. Les masses d'eaux présentes en subsurface (PUC) et enrichies en nutriments par l'EUC sont alors remontées vers la surface. De grandes quantités de nutriments sont ainsi disponibles pour les organismes et alimentent une forte production primaire (Carr et al., 2002). La forte biomasse qui en résulte fait des upwellings côtiers du Pacifique les zones les plus productives de l'océan global (figure I.13). Ces upwellings côtiers soutiennent en particulier une forte production de poissons et sont ainsi des zones capitales pour les pêcheries d'anchois (Bouchon et al., 2001) et de sardines (Csirke et al., 1996).

Les masses d'eaux qui alimentent les upwellings côtiers en nutriments ont circulé en profondeur, où la dégradation de la pluie pélagique organique consomme peu à peu l'oxygène dissous. Les zones d'upwellings côtiers sont appauvries en oxygène, notamment en subsurface, où les conditions sont hypoxiques (concentrations en oxygène dissous inférieures à 60 $\mu\text{mol/kg}$) ou suboxiques (concentrations en oxygène dissous inférieures à 10 $\mu\text{mol/kg}$). Ces régions sont ainsi considérées comme des zones à oxygène minimum (OMZs, figure I.14). Les OMZs les plus étendues et les plus pauvres en oxygène se situent au Nord de l'Océan Indien, dans le Pacifique Nord-Est et le Pacifique Sud-Est (Stramma et al., 2008). Cette répartition s'explique par la faible ventilation de ces océans. Les OMZs sont confinées aux zones situées entre 100 et 500 m de profondeur, où des quantités importantes de matière organique sont respirées (Brandes et al., 1998). Elles dépendent donc fortement des variations d'intensité de l'upwelling (Codispoti, 1986). L'OMZ du Pacifique Sud-Est fait partie des OMZs les plus intenses et les plus étendues. La zone suboxique est confinée à des profondeurs comprises entre 250 et 600 m au niveau de l'Equateur et s'épaissit vers le Sud, où se situent les cellules d'upwelling les plus intenses. Ainsi, les masses d'eaux sont suboxiques entre 50 et 750 m de 6°S jusqu'au Sud du Pérou.

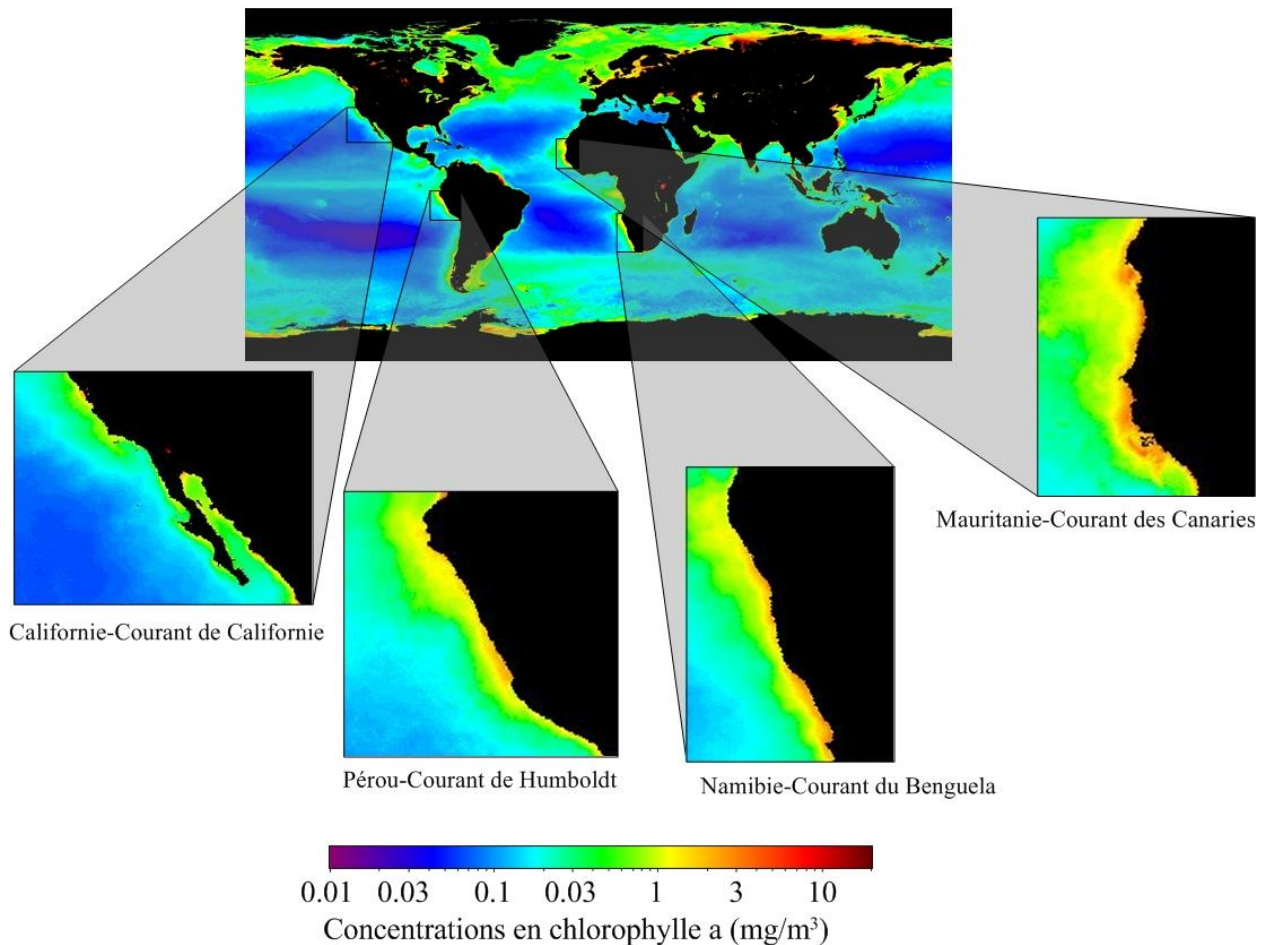


Figure I.13: Répartition de la chlorophylle *a* dans l'océan entre septembre 1997 et août 2000, avec zoom sur les quatre principales zones d'upwelling côtier (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>)

Un milieu dépourvu d'oxygène est propice à la dégradation de la matière organique par d'autres accepteurs d'électrons, comme les nitrates. Les OMZs sont ainsi le siège de la dénitrification, processus de transformation des nitrates en diazote par des bactéries dénitrifiantes (figure I.15). Des études récentes ont également souligné l'impact potentiel de l'anammox, processus d'oxydation de l'ammonium en absence d'oxygène, sur le cycle de l'azote en milieu d'upwelling côtier, mais ce processus a rarement fait l'objet d'une quantification. Il est en particulier difficile de distinguer l'anammox de la dénitrification dans les archives sédimentaires, même si des outils de géochimie moléculaire (ladderanes) ont été développés pour résoudre ce problème (Jaeschke et al., 2007). Le processus de dénitrification inclut une étape intermédiaire désignée sous le nom de nitrification (Naqvi et al., 1998) et produisant du N_2O . Une dénitrification intense accroît ainsi la quantité de N_2O dans les eaux intermédiaires. L'upwelling met en contact ces eaux intermédiaires avec l'atmosphère, ce qui provoque le transfert de N_2O de l'océan vers l'atmosphère. Ce transfert vers l'atmosphère provoque de 50 à 80% des pertes d'azote disponible pour les organismes marins (Deutsch et al., 2004). De plus, ce processus fait des OMZs des

sources potentielles de N_2O atmosphérique (Agnihotri et al., 2006). Or, N_2O fait partie des gaz à effet de serre les plus efficaces. Les OMZs peuvent ainsi contribuer au renforcement de l'effet de serre.

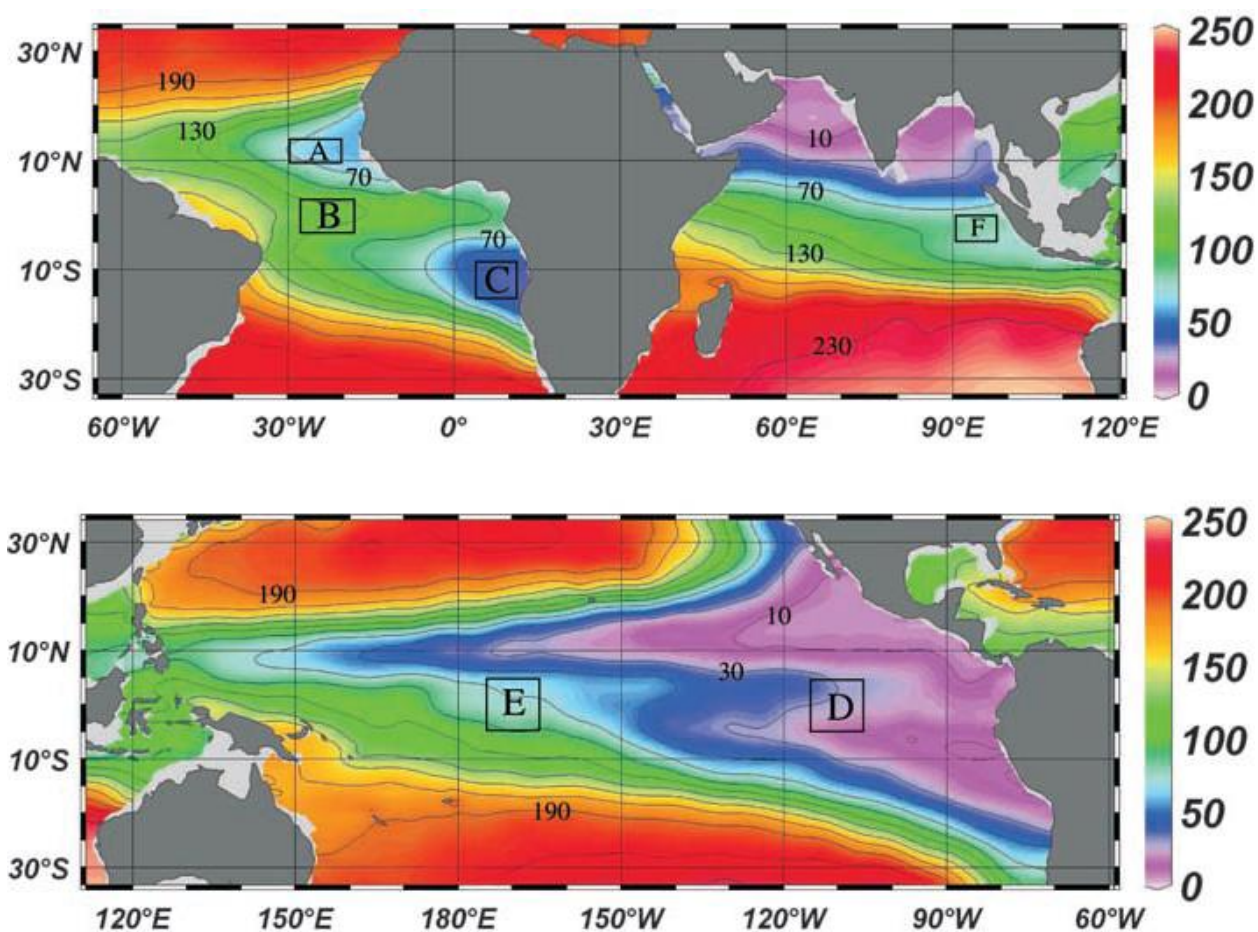


Figure I.14: Carte des concentrations en oxygène dissous (en $\mu\text{mol/kg}$) à 400 m de profondeur (Stramma et al., 2008). Les surfaces bleues à violettes représentent les OMZs.

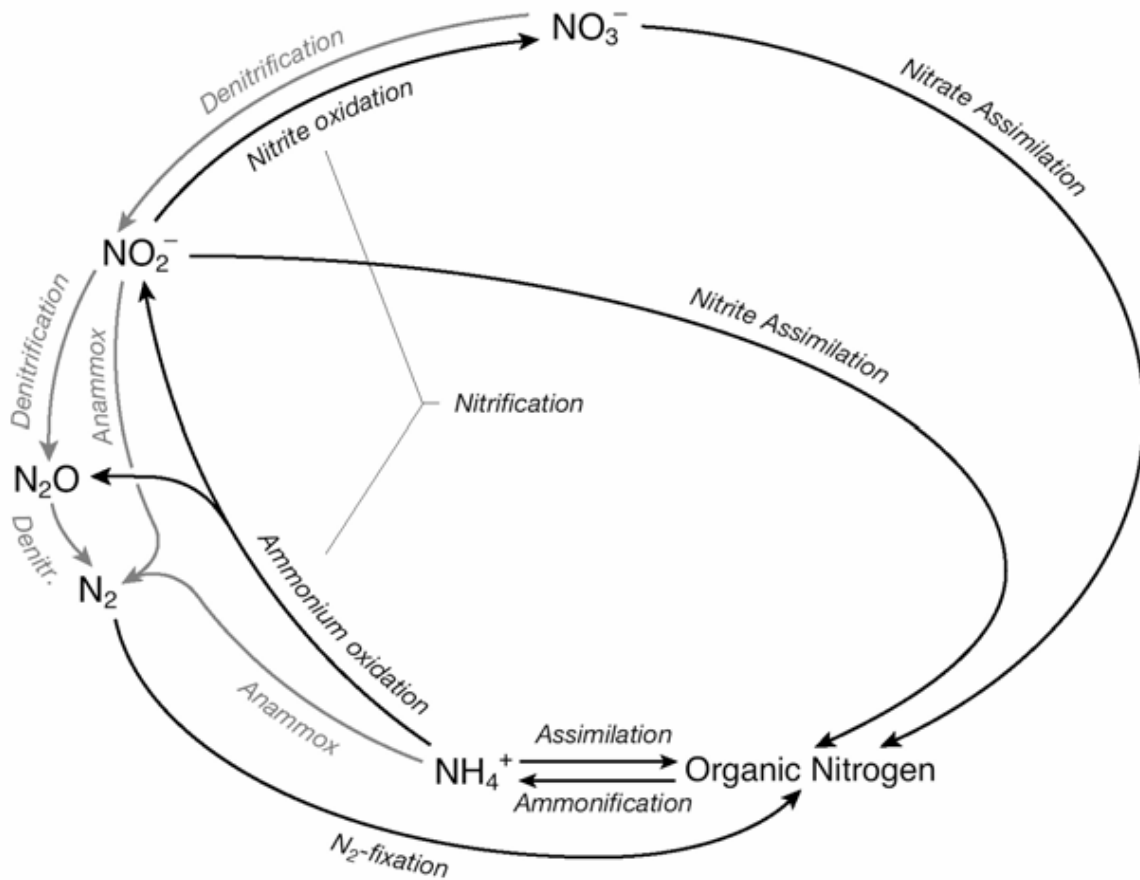


Figure I.15: Cycle de l'azote (Gruber, 2008). Les processus indiqués en gris se produisent dans les milieux pauvres en oxygène.

I.2.2.b. Réponse aux variations climatiques passées

Les enregistrements océanographiques des derniers 200 000 ans indiquent une expansion des OMZs en période interglaciaire et une contraction en période glaciaire (Galbraith et al., 2004 ; Ganeshram et al., 1995, 2000, 2002 ; Altabet et al., 1999). Ces variations à l'échelle glaciaire/interglaciaire sont attribuées à des fluctuations de la production primaire locale (Altabet et al., 1995 ; Ganeshram et al., 2002) ou à des modifications de la circulation océanique (Behl et Kennett, 1996 ; Kienast et al., 2002 ; Galbraith et al., 2004). D'après la première hypothèse, les upwellings côtiers auraient été moins intenses en période glaciaire, ce qui aurait contribué à une diminution de la production, donc de l'export de matière organique et in fine de la respiration en subsurface (Ganeshram et al., 1995 ; Ganeshram et al., 2000), d'où une dénitrification réduite (meilleure oxygénation des eaux intermédiaires). La réduction de la quantité d'opale et de matière organique en période glaciaire dans les systèmes d'upwelling de Californie (Lyle et al.,

1992), du Pérou (Heinze et Wefer, 1992) et en Mer d'Arabie (Clemens et Prell, 1990) vont dans le sens de cette théorie. D'après la seconde hypothèse, les masses d'eaux intermédiaires qui parviennent en surface au niveau des zones d'upwelling côtier apportent plus d'oxygène en période glaciaire, soit parce que leurs concentrations en oxygène sont plus élevées, soit parce que leur débit augmente. Dans un contexte climatique glaciaire, de forts gradients de température accentuent les vents (COHMAP members, 1988) qui stimulent la formation d'eaux intermédiaires. Des simulations de la dénitrification dans les OMZs du Pacifique dans un contexte de vents plus intenses aboutissent à une réduction de 50% de cette dénitrification par rapport à aujourd'hui, montrant que les processus physiques seuls contribuent fortement aux variations d'intensité des OMZs (Meissner et al., 2005). Cependant, ces simulations ne prennent pas en compte la réponse des organismes aux changements des conditions testées. La prépondérance des processus physiques est néanmoins supportée par d'autres simulations, qui suggèrent que les OMZs sont plus contrôlées par la ventilation qu'elles ne le sont par la production exportée (Deutsch et al., 2006 ; Mecking et al., 2006).

Outre les variations glaciaire/interglaciaire, les zones d'upwelling présentent des fluctuations en phase avec les événements climatiques millénaires. Dans le bassin de Guaymas, situé dans le Golfe de Californie, le pourcentage de silice biogène diminue pendant l'événement d'Heinrich 1 et le Younger Dryas (McClymont et al., 2012). Cette diminution coïncide avec une réduction de la différence entre les températures estivales et hivernales donc ces données ont été interprétées comme indicatrices d'une réduction de l'upwelling. L'upwelling se réduit dans le bassin de Guaymas en période de débâcle glaciaire dans l'hémisphère Nord (stadias de Dansgaard-Oeschger et événements d'Heinrich). A l'inverse, les interstadias de Dansgaard-Oeschger provoquent une intensification de l'upwelling dans le bassin de Guaymas. En parallèle, l'ITCZ est située plus au Nord pendant les interstadias que pendant les stadias et les événements d'Heinrich (Leduc et al., 2009a). Or, l'Amérique du Nord est recouverte, en période glaciaire, d'une calotte de glace épaisse qui bloque la circulation atmosphérique au Nord. L'anticyclone subtropical Nord aurait alors été trop affaibli pour que les alizés de Nord-Est maintiennent l'upwelling (Cheshire et al., 2005 ; Ganeshram et Pedersen, 1998). Les alizés de Nord-Est n'auraient produit d'upwelling que lors des périodes de retrait de la calotte, i.e. pendant les interstadias. La réduction de l'intensité des upwellings côtiers lors des stadias a eu pour conséquence de réduire la quantité de matière organique dégradée en subsurface, ce qui a potentiellement conduit à une augmentation de l'oxygénation dans les OMZs des Océans Pacifique et Indien (Dean et al., 2006 ; Kennett et Ingram, 1995; Schulz et al., 1998 ; van Geen et al., 2003).

Toutes les OMZs du globe ont enregistré une augmentation de la dénitrification au cours de la dernière déglaciation (Altabet et al., 2002 ; De Pol-Holz et al., 2006 ; Higginson et Altabet, 2004 ; Galbraith et al., 2013). Si les tendances sont les mêmes pour toutes les OMZs à l'échelle glaciaire/interglaciaire, certaines régions présentent des tendances millénaires en antiphase avec celles observées dans d'autres OMZs (Galbraith et al., 2013). En effet, l'augmentation de la

dénitrification se produit dès 18000 ans BP dans le Pacifique Est (Hendy et al., 2004 ; Robinson et al., 2007) et il y a 14500 ans seulement en Mer d'Arabie (Suthhof et al., 2001). Plus précisément, les enregistrements de l'Océan Pacifique Est tropical et subtropical (De Pol-Holz et al., 2006 ; Hendy et al., 2004 ; Robinson et al., 2007) témoignent d'une augmentation de la dénitrification lors des AWEs. Or, ces événements précèdent les phases d'accélération de la dénitrification en Mer d'Arabie (Altabet et al., 2002), qui sont en phase avec les interstadias de Dansgaard-Oeschger. Ce décalage semble résulter d'un contrôle par l'Océan Austral pour le Pacifique Est et par les hautes latitudes de l'hémisphère Nord dans l'Océan Indien (Robinson et al., 2007). Les enregistrements de la dénitrification dans l'Océan Indien semblent en phase avec les indices de productivité, qui indiquent une diminution lors des phases d'augmentation de l'oxygénation (Ivanochko et al., 2005). L'oxygénation est donc contrôlée dans l'Océan Indien par la demande locale en oxygène (Jaccard et Galbraith, 2012), qui dépend elle-même de l'intensité de l'upwelling. Celle-ci est contrôlée à l'échelle millénaire par les vents associés à la mousson indienne (Altabet et al., 1995) ou par l'impact de l'AMOC sur la thermocline dans l'Océan Indien (Schmittner et al., 2005). Les deux hypothèses vont dans le sens d'un forçage de l'Océan Indien par l'hémisphère Nord.

Au contraire, les OMZs du Pacifique Est ne montrent pas systématiquement de synchronisme entre les variations de l'oxygénation et de la productivité locale (Cartapanis et al., 2012 ; De Pol-Holz et al., 2006). Robinson et al. (2007) suggèrent que les OMZs du Pacifique Est sont contrôlées à l'échelle millénaire par l'Océan Austral, en particulier par la quantité de nutriments contenus dans la SAMW, qui se forme dans cet océan avant de contribuer à la formation de l'EUC dans le Pacifique Sud-Ouest (Toggweiler et al., 1991). D'après cette étude, la SAMW aurait été moins bien oxygénée lors des AWEs, sous l'effet d'une réduction de la stratification, et aurait transporté des eaux moins bien oxygénées vers les OMZs du Pacifique Est. Ce contrôle par les concentrations en oxygène dans la SAMW puis dans l'EUC est corroboré par une réponse synchrone des OMZs du Pacifique Nord-Est (Hendy et al., 2004) et du Pacifique Sud-Est (Robinson et al., 2007) aux variations de température en Antarctique. La réponse des OMZs du Pacifique Nord-Est peut néanmoins être également le résultat d'une influence accrue de la NPIW (North Pacific Intermediate Water), masse d'eau pauvre en oxygène, lors des AWEs (Cartapanis et al., 2012).

Des variations multi-centennales des upwellings se sont produites au cours de l'Holocène. Les upwellings côtiers de l'hémisphère Nord ont montré des variations en antiphase par rapport aux systèmes d'upwelling de l'hémisphère Sud (Leduc et al., 2010). Cette observation a été interprétée comme la conséquence des différences de température entre les deux hémisphères. Comme l'océan a une inertie thermique plus forte que les continents, le gradient de température entre l'océan et le continent s'accroît dans l'hémisphère qui se réchauffe. Des vents plus intenses en résultent, ce qui conduit à l'intensification des upwellings côtiers dans l'hémisphère le plus chaud (Bakun, 1990). Les SSTs dans le système d'upwelling situé au large du Maroc et de la Mauritanie (McGregor et al., 2007) dénotent ainsi des périodes de réduction de l'upwelling en

phase avec les périodes de refroidissement dans l'hémisphère Nord (e.g. LIA) et d'intensification de ces upwellings lors des optima climatiques (e.g. MWP). Les tendances inverses sont observées dans l'upwelling du Benguela, au large de l'Afrique du Sud-Ouest, en période pré-industrielle (Leduc et al., 2010).

1.2.3. Histoire climatique et océanographique haute-fréquence de la marge S-W américaine

Le système d'upwelling péruvien a fourni à ce jour très peu d'enregistrements remontant au-delà du LGM. En contrepartie, les archives sédimentaires y sont constituées de lamines, unités sédimentaires dont nous définirons les caractéristiques et le mode de formation dans le chapitre suivant (II.1) et qui sont propices à l'étude des variations climatiques aux échelles annuelles à décennales. L'étude de carottes sédimentaires de la marge péruvienne a mis en évidence une division de l'histoire climatique holocène de la région en deux étapes principales. Toutes ces carottes montrent une augmentation des marqueurs de productivité, témoignant vraisemblablement d'un upwelling plus intense, depuis la déglaciation jusqu'à 6000 ans BP (Chazen et al., 2009 ; Mollier-Vogel, 2012). En parallèle, d'autres archives indiquent des sécheresses marquées et fréquentes sur le continent (Carré et al., 2012 ; Ekdahl et al., 2008 ; Moy et al., 2002 ; Rein et al., 2005). Les archives continentales et marines semblent ainsi converger pour indiquer la dominance de conditions de type La Niña au cours de l'Holocène moyen. Cette interprétation est en accord avec les archives du reste du Pacifique tropical (Abram et al., 2009 ; Woodroffe et al., 2003) et les continents environnants (Donders et al., 2007 et 2008). Outre une tendance millénaire à une intensification de l'upwelling, les enregistrements péruviens couvrant l'Holocène moyen subissent peu de variations à des échelles temporelles plus courtes en comparaison avec le tardi-Holocène. En outre, la majorité des archives climatiques du Pacifique témoignent d'une réduction de l'activité de l'ENSO au cours de l'Holocène moyen (Koutavas et al., 2006 ; McGregor et Gagan, 2004).

Pour des âges postérieurs à 5000 ans BP, tous les marqueurs reflètent des fluctuations marquées à de courtes échelles de temps mais pas ou peu d'oscillations centennales à millénaires. L'augmentation de la variabilité rapide du système péruvien vers 5000 ans BP est généralement considérée comme une conséquence de la mise en place de l'état moderne de l'ENSO (Chazen et al., 2009). Le nombre d'événements El Niño augmente en effet vers 5000 ans BP (Moy et al., 2002 ; Woodroffe et Gagan, 2000). Des études menées à une résolution temporelle supérieure montrent cependant que le système péruvien a connu des variations centennales marquées au cours des deux derniers millénaires (Agnihotri et al., 2008). L'analyse spectrale de ces données a permis de mettre en évidence des cyclicités significatives proches des cycles solaires. De plus, ces enregistrements suivent des tendances similaires à celles observées avec l'estimation du nombre de taches solaires (Solanki et al., 2004). L'irradiance solaire semble donc être un paramètre majeur de la variabilité climatique du système péruvien au cours des derniers

millénaires. Ce même facteur a pu également moduler l'intensité des événements El Niño à l'échelle centennale (Cobb et al., 2003) et provoquer par leur intermédiaire des variations du système péruvien.

Tous les enregistrements péruviens indiquent une réduction de l'intensité de l'OMZ de 8500 à 5000 ans BP (Mollier-Vogel, 2012). L'hypothèse proposée pour expliquer l'affaiblissement de l'OMZ au cours de l'Holocène moyen stipule qu'un upwelling intense a accéléré la ventilation des eaux de subsurface et restreint l'OMZ aux zones situées plus en profondeur (Mollier-Vogel, 2012). L'OMZ aurait ainsi été trop profonde pour inclure les masses d'eaux remontées lors de l'upwelling. Or, l'Holocène moyen est fréquemment décrit comme dominé par des conditions moyennes de type La Niña (Leduc et al., 2007). Une diminution de l'intensité de l'OMZ pendant l'Holocène moyen est alors en contradiction avec les observations actuelles, les épisodes de réoxygénation étant associés à des événements El Niño, lorsque l'upwelling se réduit (Gutiérrez et al., 2008). Tous les enregistrements de l'OMZ indiquent une intensification vers 5000 ans BP (Chazen et al., 2009 ; Higginson et Altabet, 2004), qui est suivie d'une période de forte variabilité de l'intensité de l'OMZ (Chazen et al., 2009). La variabilité de l'ENSO s'intensifie également à partir de 5000 ans BP (Moy et al., 2002), ce qui incite certains auteurs à considérer qu'une activité intense de l'ENSO a amplifié les variations des concentrations en oxygène dans l'OMZ (Chazen et al., 2009).

Les mécanismes de modulation des variations centennales du système péruvien ont été étudiés principalement sur le dernier millénaire. Les sédiments déposés pendant la MWP montrent des caractéristiques proches de celles observées aujourd'hui, i.e. une matière organique abondante, des diatomées abondantes et un $\delta^{15}\text{N}$ élevé (Gutiérrez et al., 2009). L'upwelling était alors intense et l'oxygénation faible. De plus, les marqueurs de précipitations sur la côte péruvienne témoignent de conditions arides prolongées tout au long de la MWP (Rein et al., 2004). Les enregistrements péruviens de la MWP indiquent ainsi des conditions moyennes de type La Niña, ce qui est en accord avec les enregistrements de SSTs dans le Pacifique montrant un gradient Est-Ouest accru (Conroy et al., 2010). Mais ils sont en contradiction avec les enregistrements de précipitation autour du Pacifique équatorial, qui semblent refléter des conditions de type El Niño (Yan et al., 2011). De plus, l'enregistrement de Rein et al. (2004) n'indique pas d'événement El Niño de 800 à 1200 AD alors que des archives plus proches de l'Equateur montrent une fréquence maximale des événements El Niño autour de 1000 AD (Conroy et al., 2008 ; Moy et al., 2002). Il n'existe ainsi aucun consensus sur l'état moyen ni sur l'activité de l'ENSO pendant la MWP.

Il en est de même pour le LIA. Celui-ci se manifeste par une productivité réduite et une oxygénation accrue par rapport à la période actuelle dans tous les enregistrements des marges péruvienne (Diaz-Ochoa et al., 2009 ; Sifeddine et al., 2008) et chilienne (Vargas et al., 2007). Cette période est ainsi interprétée comme dominée par des conditions moyennes de type El Niño dans ces études. Les enregistrements des précipitations dans la région équatoriale indiquent une réduction du nombre d'événements El Niño au LIA (Conroy et al., 2008 ; Moy et al., 2002), ce

qui semble témoigner d'une réduction de l'activité de l'ENSO. Or, des études menées sur des coraux du centre du Pacifique (Cobb et al., 2003) et sur des cernes d'arbres d'Amérique du Nord (Li et al., 2013) reflètent au contraire une activité ENSO accrue au LIA.

Les observations récentes de la marge Sud-Ouest américaine désignent l'ENSO comme un des forçages climatiques principaux. Malgré ce constat, les études centrées sur cette zone géographique ont souvent une résolution insuffisante pour retracer les fluctuations climatiques à une échelle temporelle inférieure au siècle. Les données qui en résultent rendent compte des variations de l'état moyen du système mais ne donnent aucune information sur la fréquence et l'intensité des événements El Niño, paramètres tout aussi importants dans l'étude de l'ENSO. Des carottes sédimentaires étudiées à l'échelle des lamines ont récemment fourni des données à une résolution suffisante mais les variations inter-lamines n'ont pas encore fait l'objet d'une discussion approfondie. La variabilité du système péruvien en réponse à l'ENSO reste ainsi largement méconnue, de surcroît pour des périodes antérieures à 2000 ans, qui n'ont jamais été étudiées à l'échelle des lamines. Or, la marge Sud-Ouest américaine fait partie des régions où les répercussions actuelles de l'ENSO sont les plus marquées et les mieux définies (Philander, 1990).

L'ENSO contrôle en particulier la biomasse marine de cette zone par le biais de l'intensité de l'upwelling péruvien. Un événement El Niño fait ainsi diminuer la production totale et par conséquent le stock de certaines espèces de poissons, fragilisant les pêcheries dépendant de ces espèces (Espinoza et Bertrand, 2008). Parmi les processus liés à l'ENSO, celui-ci fait partie de ceux qui ont les répercussions les plus rapides et les plus marquées sur l'économie. Or, la majorité des études de l'ENSO sont basées sur des proxies de précipitations (e.g. Woodroffe et Gagan, 2000 ; Rodbell et al., 1999). En comparaison, très peu d'études sont centrées sur des indices de productivité (Makou et al., 2010). Enfin, les répercussions de l'ENSO sur l'intensité de l'OMZ du Pérou sont bien documentées pour la période actuelle (Gutiérrez et al., 2008) et pour les deux derniers millénaires (Agnihotri et al., 2008 ; Gutiérrez et al., 2009) mais n'atteignent pas des résolutions suffisantes sur des périodes antérieures. Or, le processus dominant le cycle de l'azote (utilisation par les organismes ou dénitrification) dépend de la quantité d'oxygène disponible. Suivant la réaction dominante, des concentrations plus ou moins grandes de N_2O sont transmises à l'atmosphère. L'ENSO peut ainsi moduler l'impact de l'OMZ du Pérou sur l'effet de serre et le réchauffement climatique global.

Au cours de mes travaux de thèse, j'ai étudié les variations climatiques pluri-annuelles à pluri-décennales au cours des derniers 18300 ans, dans le Système d'Upwelling Péruvien et l'OMZ qui lui est associée. Nous avons centré cette étude sur les derniers 18300 ans afin de comparer des périodes différentes en termes de forçages. En effet, cet intervalle de temps comprend l'ensemble de l'Holocène et de la dernière déglaciation, ce qui nous a permis d'estimer la réponse de notre zone d'étude aux changements des paramètres orbitaux qui ont contribué à la mise en place de conditions climatiques de type interglaciaire puis, au cours de l'Holocène, à la migration progressive de l'ITCZ vers le Sud. Les derniers 18300 ans se marquent également par des changements internes au système climatique terrestre, notamment des variations de l'intensité de

la circulation thermohaline et des concentrations en gaz à effet de serre. Les régions tropicales participent activement à certains de ces changements mais par l'intermédiaire de mécanismes moins bien compris que ceux prévalant aux hautes latitudes. Parmi les régions tropicales, l'Océan Pacifique joue un rôle prépondérant dans le système climatique à travers l'ENSO et ses modulations à plus long terme. Une hypothèse propose que les variations de l'état moyen de l'ENSO puissent contribuer aux changements climatiques à l'échelle orbitale (Clement et al., 1999). L'argument principal retenu est que l'ENSO affecte l'intensité et la répartition des précipitations dans les zones affectées par la mousson asiatique mais l'ENSO contrôle également l'intensité de l'upwelling dans les systèmes côtiers de l'Est du Pacifique. Or, ces upwellings côtiers et les OMZ qui y sont associées contribuent potentiellement aux variations des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère. L'étude de ces systèmes est donc tout aussi importante que celle de l'Ouest du Pacifique tropical pour comprendre l'impact des variations de l'ENSO sur les changements climatiques à long-terme. Notre étude s'intéresse en particulier au Système d'Upwelling du Pérou, dont la réponse à l'ENSO a été étudiée de façon intensive sur la période actuelle. Enfin, cette thèse est consacrée en particulier à la modulation de l'ENSO à l'échelle décennale, dont l'impact est plus susceptible d'affecter les activités humaines qu'un événement isolé. Nous avons ainsi exploré l'impact des modulations décennales de l'ENSO sur le Système d'Upwelling Péruvien avant de proposer des hypothèses sur les forçages climatiques provoquant ces modulations.

Chapitre II : Matériel et méthodes

Mes travaux de thèse s'inscrivent dans une démarche de reconstitution des climats passés à de hautes résolutions temporelles, i.e. à l'échelle de la décennie. Le choix des archives sédimentaires et de la méthode employée pour les échantillonner était donc capital pour obtenir le meilleur enregistrement des variations climatiques à l'échelle de temps considérée. Dans cette optique, l'utilisation de méthodes non destructives telles que la radiographie X et le XRF core-scanning nous a permis d'obtenir des données à très haute résolution temporelle permettant l'identification ainsi que la caractérisation des lamines. La formation et la préservation des lamines résultent de très faibles concentrations en oxygène dans les eaux de subsurface, caractéristiques d'une OMZ intense, et d'une double influence : continentale via la sédimentation silicoclastique et marine via la sédimentation biogénique. Une étude multi-marqueurs était donc nécessaire pour comprendre l'impact des variations climatiques sur chacun de ces compartiments, et rétroactivement, le rôle de ce type de système océanique dans les fluctuations climatiques. Il a été nécessaire d'échantillonner les carottes sédimentaires en maintenant un compromis entre le respect des lamines identifiées avec les méthodes non destructives et la nécessité de disposer de suffisamment de matériel pour l'approche multi-marqueurs. Malgré cette contrainte, nous avons pu appliquer des outils micropaléontologiques (assemblages de diatomées) et géochimiques (élémentaire, isotopique et moléculaire) à nos échantillons. Ces marqueurs, combinés à l'analyse élémentaire non destructive, nous ont permis de disposer d'informations sur les trois compartiments (continent, biomasse, OMZ) pour chacune des points considérés. Cette approche multi-marqueurs a été appliquée à cinq carottes sédimentaires prélevées dans l'OMZ du Pérou.

II.1. Mode de formation des lamines

Les lamines sont des unités sédimentaires dont l'épaisseur est généralement de l'ordre du millimètre (Foucault et Raoult, 2000). De telles structures ne sont présentes que dans les environnements lacustres ou marins présentant les conditions suivantes :

- Les apports sédimentaires doivent être contrastés aux échelles annuelle et décennale (e.g. Hughen et al., 1996 ; Bull et Kemp, 1996). Parmi les séquences laminées, les varves se distinguent par leur dépôt saisonnier. La majorité des enregistrements laminés se caractérise par l'alternance de dépôts riches en éléments terrigènes et de lamines riches en éléments biogènes. C'est notamment le cas dans le bassin de Cariaco, au large du Vénézuéla, où du matériel terrigène déposé pendant la saison humide (été boréal) alterne avec des niveaux riches en foraminifères produits pendant la saison sèche (hiver boréal), au cours de laquelle les vents sont favorables à un upwelling (Peterson et al., 2000). Des

variations saisonnières marquées sont également à l'origine de dépôts laminés dans des lacs alimentés par des glaciers (Ojala et al., 2012). Dans ce contexte, les dépôts terrigènes se produisent au printemps, lors de la fonte des glaciers environnants. En milieu marin, seules les zones côtières sont susceptibles de recevoir du matériel terrigène en quantité suffisante pour former des lamines riches en particules silicoclastiques.

- Les dépôts doivent être bien préservés. Or, les sédiments marins et lacustres sont fréquemment remaniés et mélangés par des organismes benthiques épibiontes et endobiontes. En milieu marin, la bioturbation se produit en particulier dans les environnements côtiers, où les organismes benthiques sont abondants du fait de quantités importantes de matière organique. Seules les zones pauvres en oxygène (suboxiques ou anoxiques) sont défavorables à la majorité des organismes benthiques. La bioturbation est donc faible ou absente dans ces environnements, ce qui en fait des milieux propices à la formation et à la préservation de lamines.

Les dépôts laminés constituent des enregistrements sédimentaires pouvant atteindre l'échelle de la saison, notamment dans le cas des varves. La majorité des études sur les dépôts laminés est ainsi consacrée aux fluctuations saisonnières des apports terrigènes et biogènes (Haug et al., 2001 ; Wolff et al., 2011). Cependant, certains enregistrements sont plus complexes, notamment lorsque plusieurs blooms phytoplanctoniques se succèdent au cours d'une même saison. C'est notamment le cas dans l'inlet de Saanich (Dean et al., 2001 ; Dean et Kemp, 2004), où des blooms des diatomées *Chaetoceros* et *Skeletonema* se succèdent à la fin du printemps et en été. Outre les variations saisonnières, des variations interannuelles ou décennales peuvent se produire sous l'effet d'oscillations climatiques rapides comme la NAO (North Atlantic Oscillation). Les anomalies de précipitation ou de température qui en résultent peuvent perturber l'enregistrement saisonnier (Lamoureux et Francus, 2014). Dans le cas de la marge péruvienne, les lamines ont parfois été interprétées comme saisonnières, avec un couplet lamine riche en diatomées/lamine silto-argileuse déposé en une année (Chazen et al., 2009) ; notons que sans véritable comptage des lamines par unité de temps ou analyse de la micro-structure du sédiment, cette interprétation des lamines péruviennes ne peut être vérifiée. En l'occurrence, plusieurs lamines de même nature, représentatives d'une même saison, se suivent dans certaines archives sédimentaires (Brodie et Kemp, 1994), ce qui est incompatible avec l'hypothèse d'un dépôt saisonnier. De plus, l'utilisation des lamines péruviennes comme enregistrement des variations saisonnières est compliquée par la présence de niveaux déposés lors d'épisodes de réoxygénation et dans lesquels d'éventuels dépôts saisonniers sont moins bien préservés (Brodie et Kemp, 1994 ; Diaz-Ochoa et al., 2009).

II.2. Les archives : carottes sédimentaires laminées

Cette étude porte sur deux carottes piston (M772-003-2, 15°S, 271 m de profondeur et M772-029-3, 9°S, 433 m de profondeur) ainsi que sur trois carottes pilotes (M772-003-2, 15°S, 271 m de profondeur ; M772-005-3, 12°S, 214 m de profondeur et M772-024-5, 11°S, 189 m de profondeur, figure II.1). Toutes ont été prélevées au cours de la campagne M772 du R/V METEOR en 2008. Elles sont localisées sur le plateau continental au large du Pérou entre 9 et 15°S (figure II.2), ce qui les situe au cœur de l'OMZ du Pérou. Les conditions suboxiques à anoxiques régnant dans cette OMZ en font un lieu propice à la conservation des lamines déposées sous l'effet d'apports sédimentaires contrastés aux échelles saisonnière et inter-annuelle (Brodie et Kemp, 1994). Les carottes sédimentaires que nous étudions sont laminées et enregistrent donc potentiellement des variations climatiques à de courtes échelles de temps.

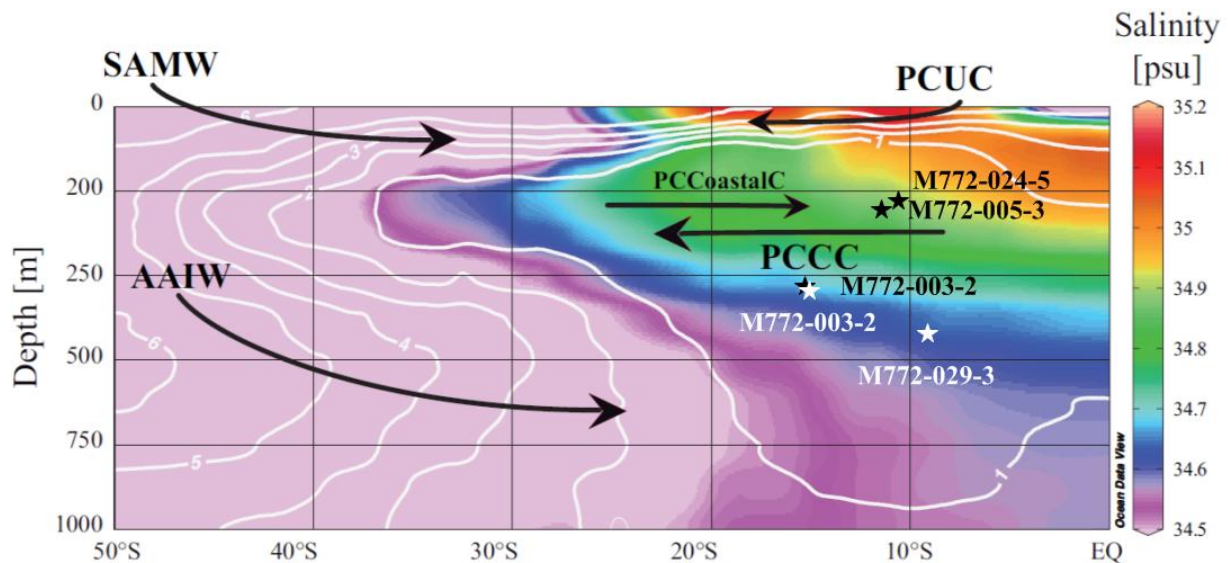


Figure II.1: Carte des salinités en fonction de la profondeur, sur un transect Nord-Sud le long de la côte Ouest sud-américaine. Les étoiles noires indiquent la position des carottes pilotes tandis que les étoiles blanches représentent les carottes pistons. Les lignes blanches représentent les isolignes de salinité. Les principaux courants et masses d'eaux sont représentés : PCUC (Peru-Chile Undercurrent) ; PCCoastalC (Peru-Chile Coastal Current) ; PCCC (Peru-Chile Counter Current) ; SAMW (Subantarctic Mode Water) ; AAIW (Antarctic Intermediate Water).

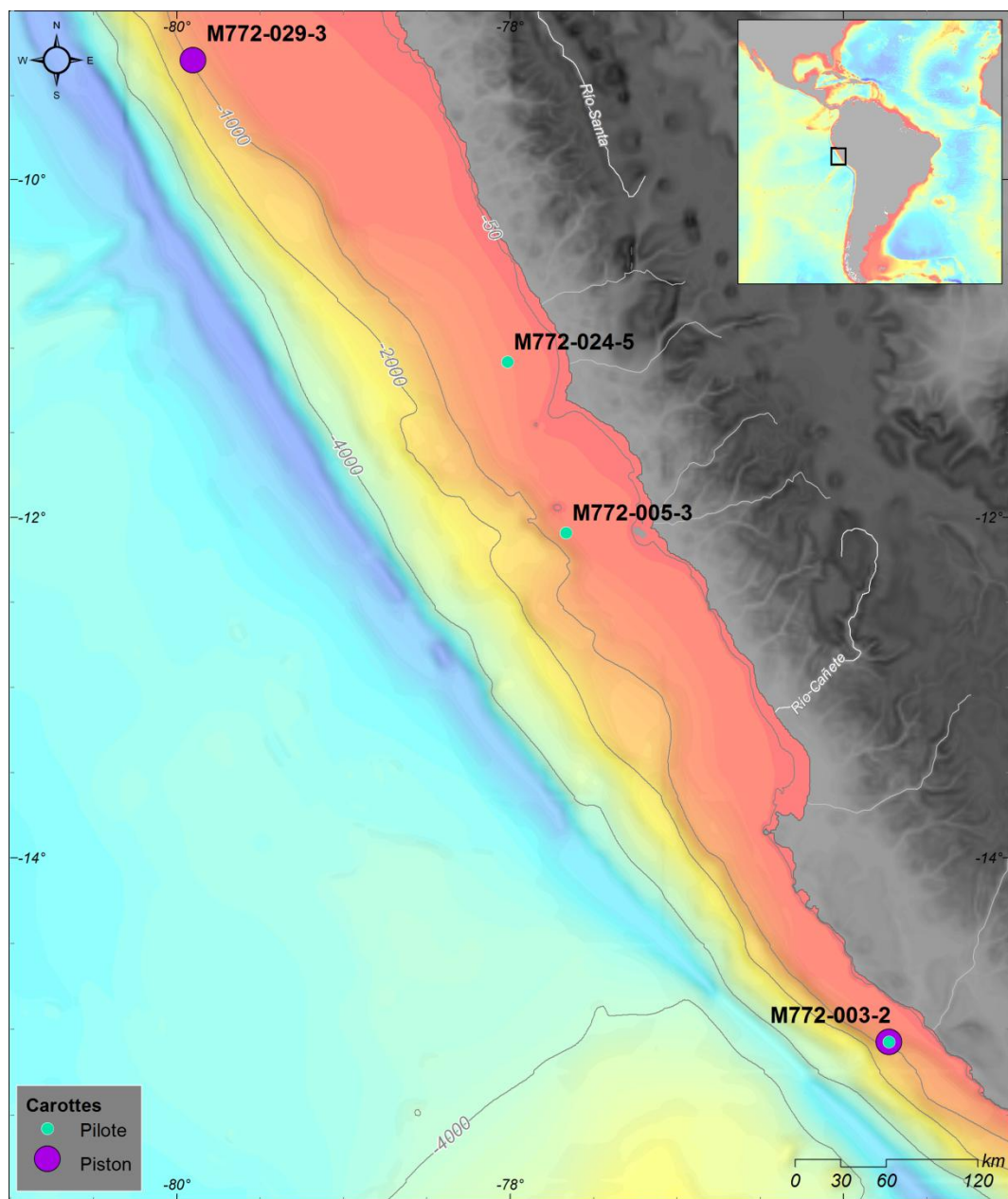


Figure II.2: Carte bathymétrique de la marge péruvienne avec la localisation des carottes étudiées.

II.2.1. Carottes pilote M772-003-2, M772-005-3 et M772-024-5

II.2.1.a. Description

Au cours de cette thèse, nous avons sélectionné les carottes pilotes M772-003-2, M772-005-3 et M772-024-5 afin de disposer d'enregistrements dont les interfaces bien préservées enregistrent

les variations climatiques les plus récentes. Ces enregistrements ont été prélevés en même temps que des carottes pistons à l'aide d'un carottier de type Kullenberg. Les trois carottes pilotes ont été ouvertes, photographiées et radiographiées à l'Université de Bordeaux. Elles mesurent 80,2 cm pour la M772-003-2, 43,2 cm pour la M772-005-3 et 52 cm de long pour la M772-024-5.

Les radiographies X des carottes pilotes montrent une alternance entre des lamines sombres et denses et des lamines claires, moins denses (figure II.3). Le sédiment, principalement argileux dans cette zone (Scheidegger et Krissek, 1982), montre de fortes variations de densité dues à de fortes variations dans la nature des apports sédimentaires. Ces lamines sont comprises dans des unités sédimentaires caractérisées chacune par la dominance soit des lamines sombres soit des lamines claires (figure II.3). Ces observations indiquent que ces unités sédimentaires enregistrent des variations long-terme dans lesquelles s'inscrivent des variations à plus court terme représentées par les lamines. Par ailleurs, les mêmes unités sédimentaires sont présentes dans les trois carottes pilotes. Chacune comporte à son sommet une unité dominée par les lamines claires (unité I) et située au-dessus d'une unité dominée par les lamines sombres (unité II). Seule la carotte pilote M772-003-2, plus longue, comporte quatre unités. Les deux premières sont similaires aux unités I et II vues dans les autres carottes. Les unités III et IV apparaissent claire et sombre respectivement sur les radiographies X. Sachant que les conditions de sédimentation sont similaires entre les trois sites de carottage (Krissek et al., 1980), nous considérons qu'une même unité sédimentaire se dépose en même temps sur les trois sites de carottage.

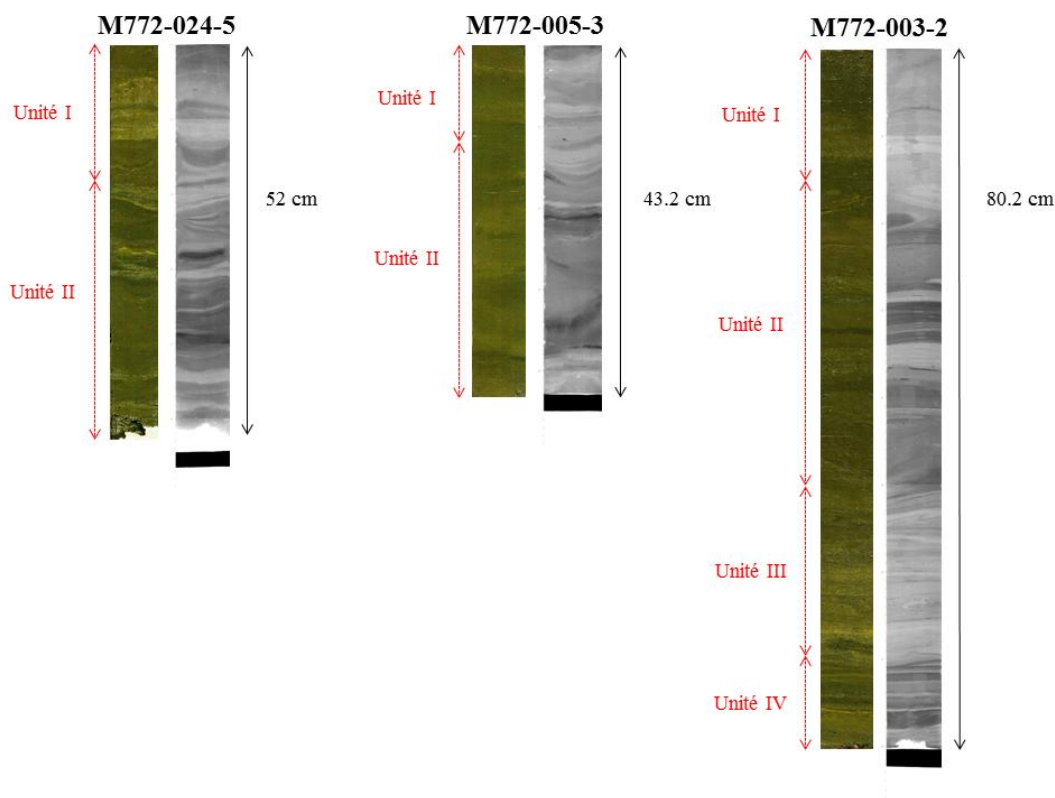


Figure II.3: Photographies et radiographies des carottes pilotes

II.2.1.b. Modèle d'âge

Nous nous sommes appuyés sur l'hypothèse de conditions de dépôt similaires entre les trois sites pour établir les modèles d'âge des carottes pilotes. Nous avons daté les 10 premiers cm des trois carottes à l'aide de la méthode du ^{210}Pb (annexe A et figure II.4). De même, il a été possible d'assigner un âge à l'interface des trois carottes pilotes en mesurant l'activité du ^{210}Pb dans des carottes multi-tubes prélevées sur les mêmes sites (figure II.4). En effet, les carottes multi-tubes ont une interface bien préservée. Nous savons donc que leur sommet date de 2008 AD, année au cours de laquelle les carottes ont été extraites. Connaissant l'activité du ^{210}Pb au sommet des carottes multi-tubes (dont l'âge est connu) et celle mesurée au sommet des carottes pilotes, nous avons pu estimer le temps écoulé entre le dépôt du sommet des carottes multi-tubes et la sédimentation du sommet des carottes pilotes. Nous en avons déduit l'âge du sommet des carottes pilotes. Connaissant l'âge du sommet des carottes pilotes et l'activité à chaque profondeur, nous avons pu estimer l'âge des échantillons ayant fait l'objet d'analyses ^{210}Pb sur la carotte pilote M772-003-2 (table II.1). Les âges obtenus avec le ^{210}Pb ont été complétés avec des datations au ^{14}C réalisées sur trois échantillons de la carotte M772-003-2 (table II.2). Ces dates ont été calibrées avec la courbe de calibration Marine 13 en considérant un âge réservoir de 511 ± 278 ans, conseillé pour les carottes du centre et du Sud de la marge péruvienne datant de l'Holocène et de la dernière déglaciation (Ortlieb et al., 2011). Néanmoins, les datations obtenues avec les âges ^{14}C sont cohérentes avec un taux de sédimentation moyen de 0,78 mm/an pour la carotte M772-003-2. Nous avons alors combiné les âges estimés avec le ^{210}Pb et le ^{14}C pour construire le modèle d'âge de cette carotte, qui suit la relation (figure II.5) :

$$\text{Age (années)} = 1.2782 * \text{Profondeur (mm)} - 35.582$$

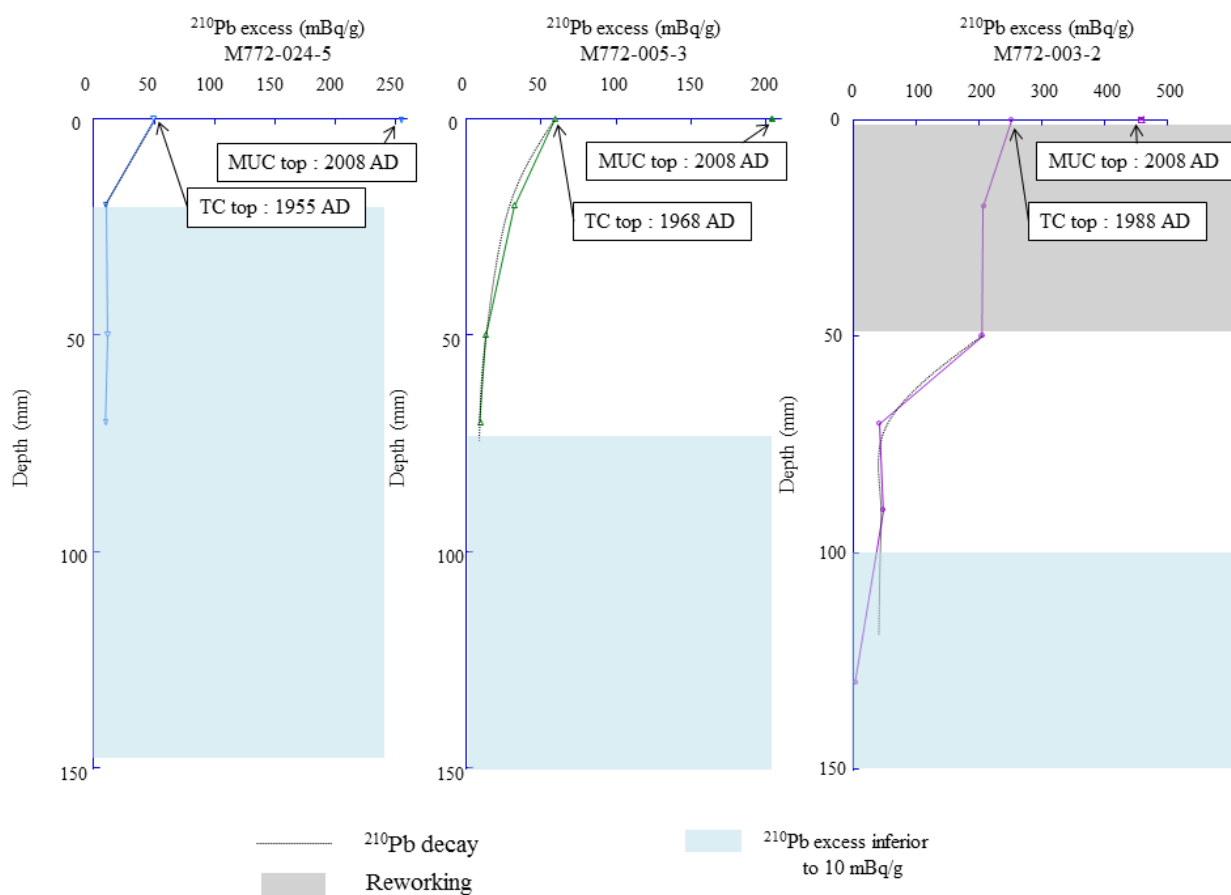


Figure II.4: Profils de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dans les couches de surface des carottes pilotes en fonction de la profondeur (en mm)

Admettant que les conditions de sédimentation sont similaires d'un site de carottage à un autre, nous avons corrélié les carottes M772-024-5 et M772-005-3 à la carotte M772-003-2, qui est plus longue et mieux datée. Ce « tuning » a été réalisé en corrélant le signal XRF du rapport Fe/Si de chacune des carottes courtes à celui de la carotte longue (figure II.6). Les âges obtenus par tuning sur les deux carottes courtes ont ensuite été comparés aux âges estimés avec le ^{210}Pb dans les 10 premiers cm de ces mêmes carottes (table II.1). Les âges estimés avec le ^{210}Pb sont cohérents avec ceux obtenus par corrélation, ce qui valide notre méthode de datation. D'après les modèles d'âge obtenus, les carottes pilotes enregistrent toutes la CWP et le LIA, la carotte pilote M772-003-2 remontant même jusqu'à la MWP. Nous avons identifié 87, 66 et 145 lamines sur les carottes M772-024-5, M772-005-3 et M772-003-2 respectivement. Ces carottes couvrent 537, 475 et 1025 ans respectivement, donnant des taux de sédimentation moyens de 0,97, 0,92 et 0,78 mm/an respectivement. Une lamine s'est ainsi déposée ainsi tous les 6 à 8 ans, donnant accès aux variations climatiques pluri-annuelles à pluri-décennales au cours du dernier millénaire à partir de ces carottes étudiées (chapitre III, données en annexe E).

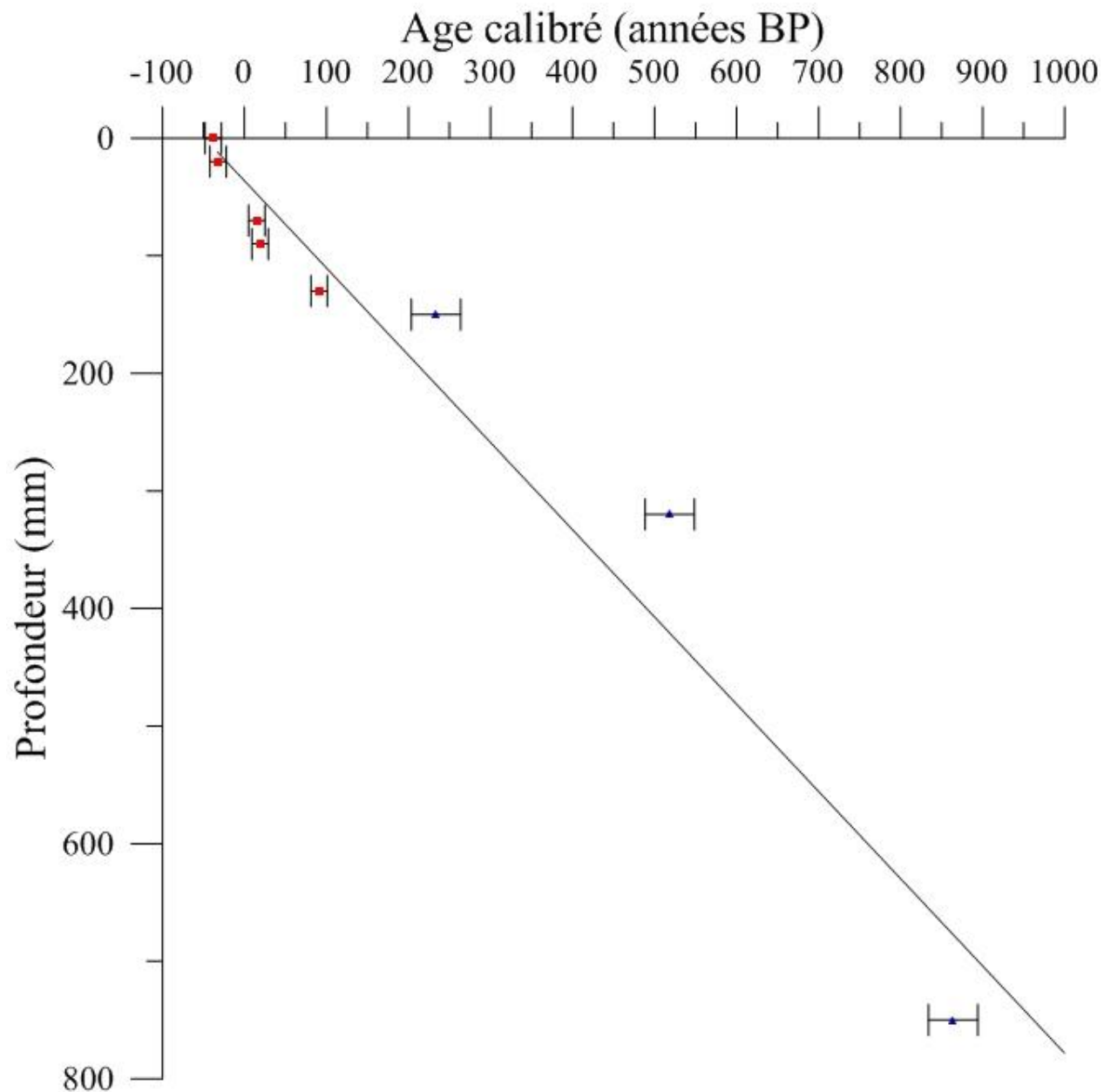


Figure II.5: Modèle d'âge de la carotte pilote M772-003-2. Les triangles bleus indiquent les âges ^{14}C tandis que les carrés rouges représentent les âges ^{210}Pb . Les barres horizontales représentent l'erreur sur l'âge des échantillons. Le modèle d'âge linéaire est représenté sur cette figure.

Carotte	Profondeur (mm)	Activité (mBq.g ⁻¹)	Rapport A ^t /A ⁰	Age (AD)
M772-003-2 MUC	0	465	1	2008
M772-003-2 TC	0	252	20	1988
	2	208	26	1982
	5	206	26	1982
	7	43	77	1931
	9	48	73	1935
	13	4	149	1859
M772-005-3 MUC	0	201	1	2008
M772-005-3 TC	0	59	3,4	1968
	2	32	6,2	1949
	5	13	15,7	1919
	7	9	22,8	1907
M772-024-5 MUC	0	255	1	2008
M772-024-5 TC	0	50	5,1	1955
	2	10	24,4	1905
	5	12	Non significatif	Non significatif
	7	10	Non significatif	Non significatif

Table II.1: Ages obtenus à l'aide des mesures d'activité du ²¹⁰Pb_{xs}.

Profondeur (mm)	Age radiocarbone (ans BP)	Erreur (ans)	Intervalle des âges calibrés ou 2σ	Age calibré moyen (ans BP)
150	715	30	49-418	233,5
320	1035	30	266-771	518,5
750	1390	30	687-758	864

Table II.2: Ages obtenus sur la carotte pilote M772-003-2 à l'aide de la méthode du ¹⁴C.

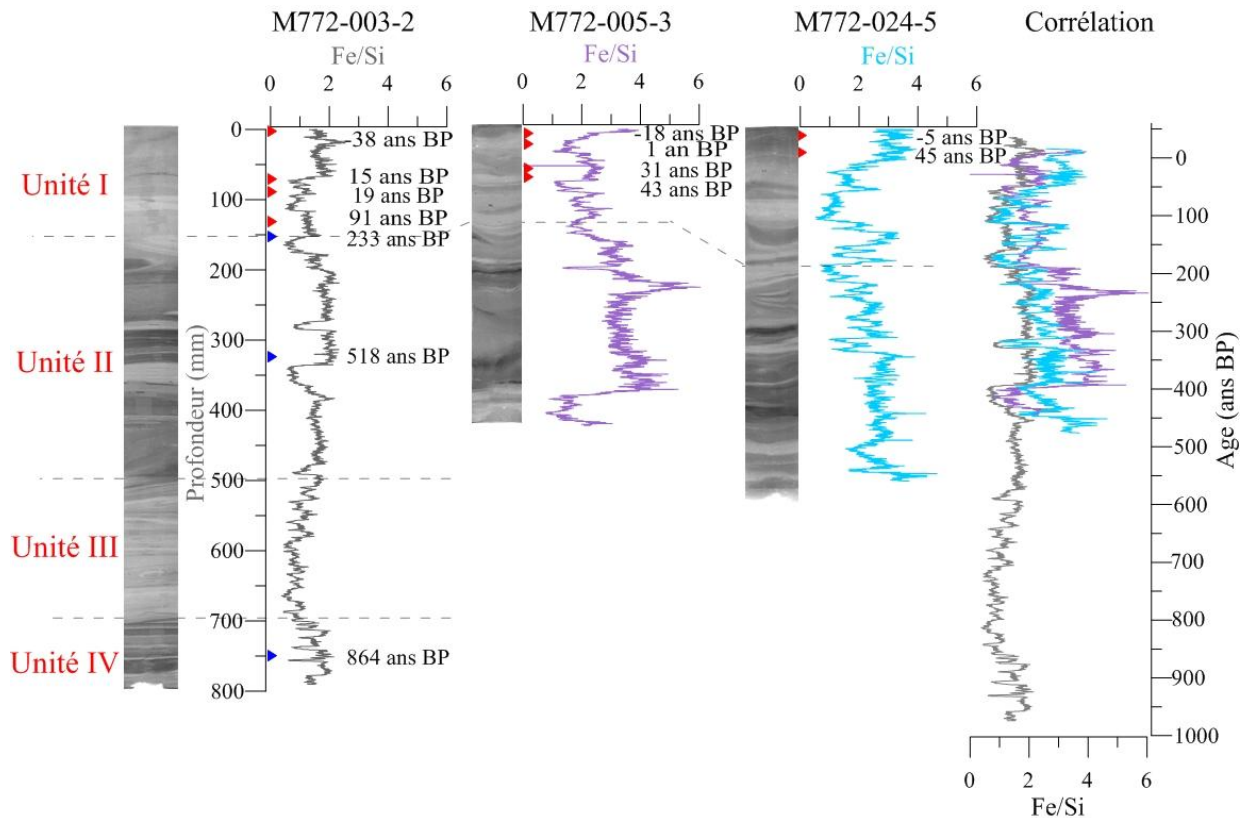


Figure II.6: Radiographie X et rapport Fe/Si de chaque carotte pilote et corrélation sur la base du Fe. Les triangles rouges indiquent les dates obtenues à partir de la méthode du plomb 210 tandis que les points bleus représentent les âges radiocarbone. Les âges des limites des unités sur la carotte M772-003-2 sont estimés à partir du modèle d'âge présenté en figure II.5.

II.2.2. Carotte piston M772-003-2

II.2.2.a. Description

La carotte piston M772-003-2 a déjà fait l'objet d'une étude dans le cadre de la thèse de doctorat d'Elfi Mollier-Vogel en 2012. Ce travail, complété par l'étude de trois autres enregistrements sédimentaires, s'est intéressé à la dynamique du climat et de l'OMZ au cours des derniers 18000 ans aux échelles orbitale et millénaire ; c'est dans cet objectif que ces enregistrements avaient été échantillonnés à une échelle pluri-centimétrique (5 cm en général), chacun des échantillons consistant en une tranche de 1 cm, négligeant l'aspect laminé des séries sédimentaires. Néanmoins, les résultats obtenus avec cette méthode d'échantillonnage à basse résolution semblaient suggérer qu'une variabilité d'ordre inférieur (i.e., décennal à centennal) était enregistrée et que des événements climatiques et océanographiques restaient à explorer à ces échelles temporelles.

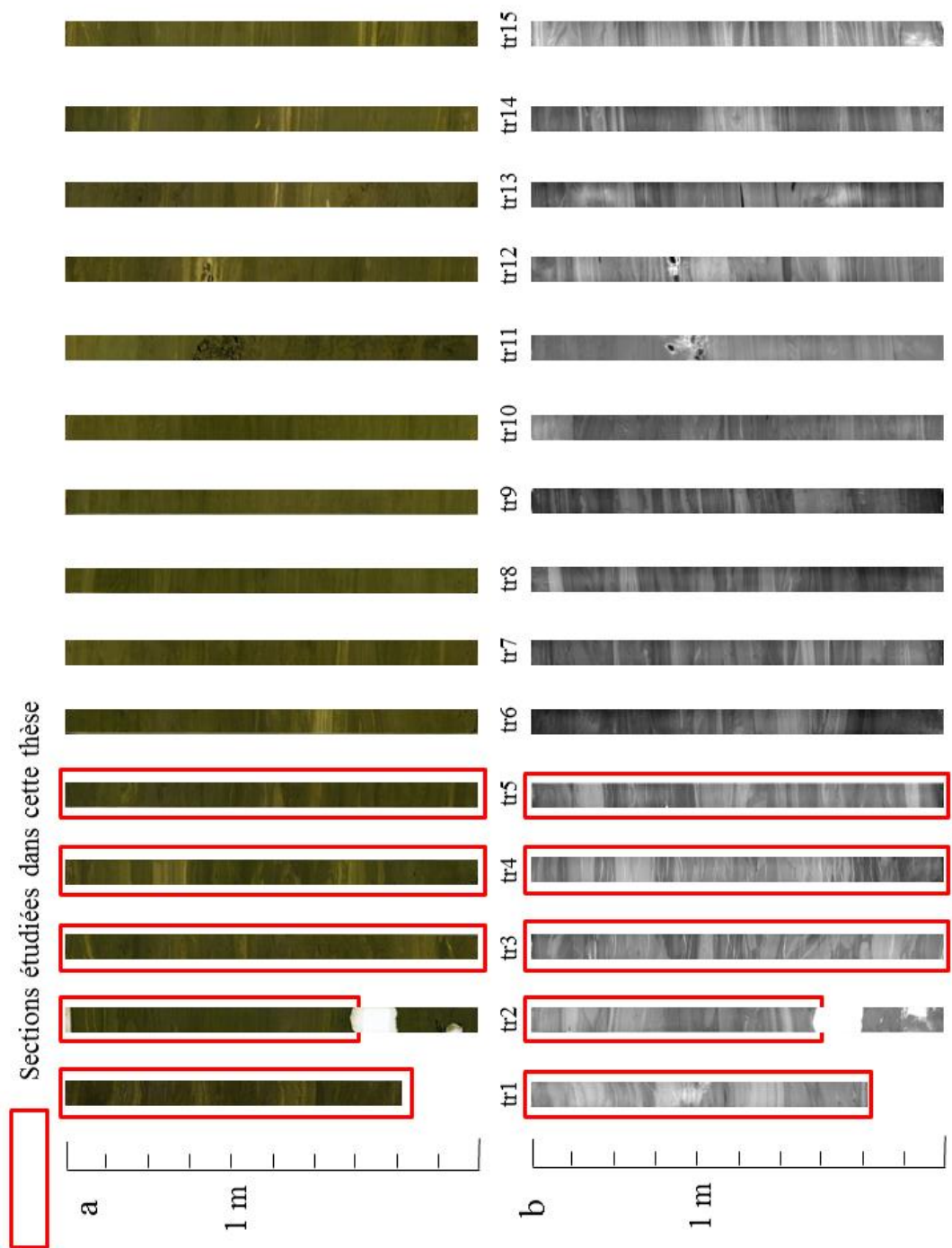


Figure II.7: a) Photographies de la carotte piston M772-003-2 ; b) Radiographies X de la même carotte.

Dans le cadre des travaux présentés dans ce manuscrit, une approche complémentaire a été choisie. La carotte M772-003-2, d'une longueur de 14,97 m, présente une séquence sédimentaire totalement laminée, offrant de ce fait l'opportunité d'aborder la variabilité climatique haute fréquence (figure II.7). Cette carotte présente en particulier des unités sédimentaires bien définies et similaires à celles observées dans les carottes pilotes. Des unités sombres, constituées majoritairement d'argiles ou d'argiles silteuses grises riches en éléments silicoclastiques, alternent avec des unités claires, constituées d'argiles vertes riches en éléments biogènes. Ces unités sont interrompues par des dépôts de constitution différentes (laminas silicoclastiques dans une unité claire et laminas biogènes dans une unité sombre). Les laminas mesurent 6 mm d'épaisseur en moyenne et sont pluri-annuelles d'après le modèle d'âge. Les cinq premiers tronçons présentent des unités nettes qui couvrent les derniers 7000 ans d'après le modèle d'âge préliminaire (Mollier-Vogel, 2012). Cette période n'est pas couverte par la carotte M772-029-3 tandis que les carottes pilotes enregistrent seulement le dernier millénaire. Or, les sept derniers millénaires sont marqués des changements majeurs des conditions dans le Système d'Upwelling Péruvien (Chazen et al., 2009) et de l'activité de l'ENSO (Moy et al., 2002). Nous avons donc sélectionné les cinq premiers tronçons de la M772-003-2 afin d'étudier la variabilité climatique dans le Système d'Upwelling Péruvien au cours des derniers 7000 ans (chapitre IV, données en annexe F).

II.2.2.b. Modèle d'âge

Le modèle d'âge de cette carotte s'appuie sur 17 âges radiocarbone, dont 11 sont repris des travaux précédents de Mollier-Vogel (2012). Nous disposons donc de six nouveaux âges (lignes grises sur la table II.3) obtenus comme les précédents par extraction des acides humiques au Leibniz Laboratory for Isotope Research and Dating à Kiel, en Allemagne. Nous avons calibré nos âges à l'aide du programme Calib 7.2 (Stuiver et Reimer, 1993), en nous basant sur la courbe de calibration Marine 13 afin de prendre en compte les publications les plus récentes. Nous considérons un âge réservoir de 511 ± 278 ans estimé pour les enregistrements péruviens de l'Holocène et de la dernière déglaciation (Ortlieb et al., 2011) et utilisé dans la thèse d'Elfi Mollier-Vogel (2012) pour dater les carottes présentées dans ma thèse. Les âges bruts publiés dans la thèse d'Elfi Mollier-Vogel (2012), qui ont été calibrés avec Marine 09 au moment de leur publication, sont ici recalibrés avec Marine 13 afin d'obtenir un modèle d'âge cohérent (lignes blanches sur la table II.3).

Nous avons établi un modèle d'âge révisé (figure II.8) à l'aide du programme Clam 2.2 (Blaauw, 2010). Pour établir un modèle d'âge avec ce programme, il faut fournir les âges radiocarbone bruts et indiquer la courbe de calibration adéquate pour le contexte de notre étude (Marine 13 dans le cas de cette thèse). Le programme calibre alors les âges grâce à une méthode bayésienne, qui considère ces âges comme une valeur aléatoire dont il estime la distribution. Les âges

probables pour une profondeur se répartissent suivant une courbe gaussienne. Le programme procède ensuite, pour chaque profondeur, à plusieurs échantillonnages aléatoires des âges qui sont compris dans l'intervalle de distribution estimé par le programme. Il applique ainsi une méthode de Monte Carlo, caractérisée par un échantillonnage aléatoire. De plus, cet échantillonnage est itératif (il est répété plusieurs fois), ce qui permet de minimiser les erreurs si le nombre d'itérations est suffisamment élevé. Le programme Clam 2.2 effectue par défaut 1000 échantillonnages par profondeur. Chaque âge échantillonné est pondéré par sa position sur la courbe de distribution. Le programme lui attribue un coefficient d'autant plus élevé qu'il se situe au maximum de la courbe de distribution gaussienne. Les valeurs les plus proches du sommet de la courbe de distribution ont un poids plus important dans le calcul de la moyenne des âges échantillonnés. Cette moyenne est l'âge le plus probable du sédiment à la profondeur considérée. Néanmoins, le programme tient compte de l'incertitude des âges en indiquant pour chaque profondeur l'âge maximal et l'âge minimal échantillonnés. Ces extrêmes sont représentés par une surface grise sur la figure II.8.

Profondeur (cm)	Age radiocarbone (ans BP)	Erreur (ans)	Intervalle des âges calibrés ou 2σ (ans BP)	Age calibré moyen (ans BP)	Source
8	1100	± 25	524-631	577,5	Mollier-Vogel
22	1455	± 20	816-948	882	Cette thèse
48	2135	± 20	1525-1671	1598	Mollier-Vogel
90	2630	± 25	2112-2289	2200,5	Cette thèse
145	3260	± 25	2843-3028	2935,5	Cette thèse
208	3945	± 25	3691-3870	3780,5	Mollier-Vogel
228	4050	± 30	3830-4024	3927	Cette thèse
320	4775	± 25	4820-4960	4890	Cette thèse
348	5100	± 25	5280-5429	5354,5	Mollier-Vogel
403	5420	± 30	5588-5734	5661	Cette thèse
453	6155	± 30	6380-6559	6469,5	Mollier-Vogel
598	8465	± 30	8828-9016	8922	Mollier-Vogel
703	9505	± 35	10157-10332	10244,5	Mollier-Vogel
853	11590	± 50	12781-13102	12941,5	Mollier-Vogel
1008	14965	± 60	17426-17849	17667,5	Mollier-Vogel
1018	14650	± 70	16968-17457	17177,5	Mollier-Vogel
1028	15070	± 60	17550-17930	17740	Mollier-Vogel

Table II.3: Ages radiocarbone utilisés pour dater la carotte piston M772-003-2.

Le programme Clam 2.2 présente l'avantage de prendre en compte tous les points, y compris ceux qui peuvent provoquer une inversion dans le modèle d'âge. En effet, les autres méthodes utilisées pour définir des modèles d'âge imposent d'éliminer une des valeurs pour éviter l'inversion. Or, le choix de la valeur à éliminer est subjectif. Les modèles d'âge obtenus en éliminant une valeur divergent mais le caractère subjectif du choix empêche de dire quel choix est le meilleur. Le grand nombre d'échantillonnages effectués par le programme Clam 2.2 permet de tester un millier de modèles différents, ce qui accroît la probabilité de trouver un modèle adéquat à la carotte considérée. Les modèles provoquant une inversion sont rejetés et le modèle d'âge final est fourni par le programme à condition qu'il n'y ait pas trop de modèles rejetés parmi les 1000 testés. De plus, le programme indique la qualité du modèle en quantifiant l'adéquation du modèle final aux valeurs indiquées par l'utilisateur. Dans le cas de la carotte piston M772-003-2, les modèles âge-profondeur sélectionnés pour obtenir la courbe finale sont de type « smooth spline », qui imposent des changements progressifs de taux de sédimentation. Les radiographies de cette carotte ne montrent en effet pas de signe de changement majeur de la vitesse de sédimentation sur les sections considérées.

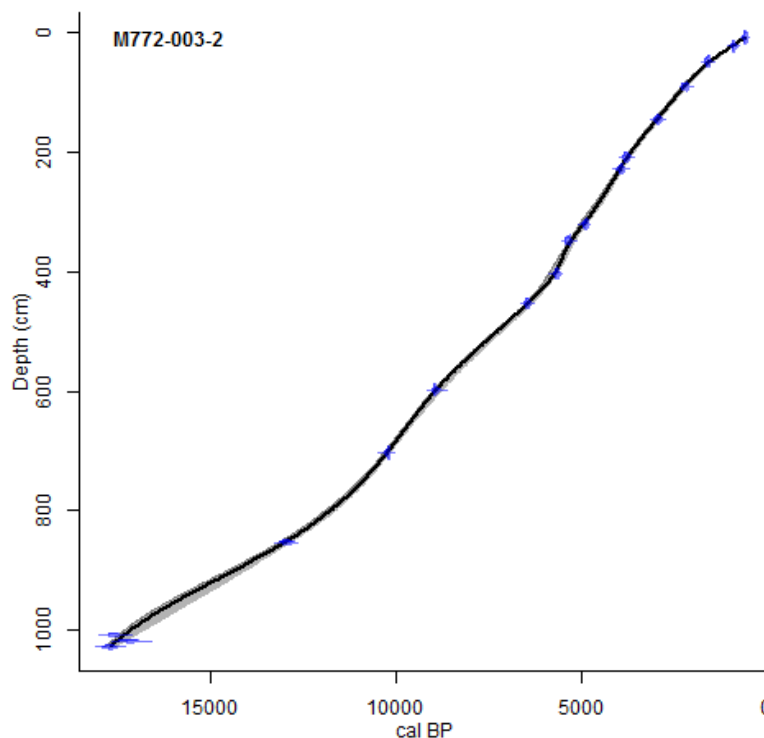


Figure II.8: Modèle d'âge de la carotte piston M772-003-2. La courbe de distribution des âges calculée pour chaque profondeur est représentée en bleu. La courbe grise représente les âges les plus probables pour chaque point. La courbe noire représente le modèle d'âge final utilisé pour estimer l'âge à chaque profondeur.

II.2.3. Carotte piston M772-029-3

II.2.3.a. Description

A l'image de la carotte piston M772-003-2, la carotte piston M772-029-3 a déjà été étudiée tous les 5 cm dans le cadre de la thèse d'Elfi Mollier-Vogel (2012). Cette carotte mesure 13,54 m de long. Les radiographies X de cette carotte montrent que celle-ci est finement laminée sur toute sa longueur, à l'exception des 2 premiers mètres en partant du sommet (figure II.9). Cette archive offre donc un support idéal pour l'étude des laminations. Cependant, un tronçon de cette carotte contient entre 180 et 200 lamines. En raison du temps limité dont j'ai disposé, je n'ai pu analyser la carotte à haute résolution dans son intégralité. Nous avons donc analysé huit tronçons, choisis de façon à représenter des périodes climatiques contrastées, au XRF avec une résolution de 200 μm (cadres bleus et rouges sur la figure II.9). Les résultats de ces mesures XRF seront présentés dans le chapitre V. Parmi ces tronçons, seuls trois et demi (soit 340 cm) ont été échantillonnés (cadres rouges sur la figure II.9) pour procéder à des analyses destructives (diatomées, géochimie élémentaire et isotopie de l'azote). Nous avons choisi ces tronçons de façon à comparer des périodes climatiquement contrastées et complémentaires des périodes étudiées à partir de la carotte M772-003-2: le début de l'Holocène et le Younger Dryas (tronçons 2 et 3), le Bolling-Allerod (tronçon 6) et l'événement d'Heinrich 1 (tronçon 13).

II.2.3.b. Modèle d'âge

Comme pour la carotte piston M772-003-2, nous avons ajouté six datations réparties entre deux des tronçons que nous avons étudiés à haute résolution (tronçons 6 et 13). L'âge réservoir et la courbe de calibration utilisés sont les mêmes que pour la carotte piston M772-003-2 (table II.4). D'après les âges obtenus, les taux de sédimentation sont très faibles sur les 50 premiers cm de la carotte en partant du sommet (autour de 2 cm/millier d'années) puis augmentent rapidement jusque vers 2 m de profondeur, où ils atteignent 47 cm/millier d'années. De 2 m de profondeur jusqu'à la base de la carotte, les taux de sédimentation sont de l'ordre de 100 cm/millier d'années. Nous avons donc potentiellement des erreurs plus importantes sur les points datés au sommet de la carotte que sur ceux situés à la base. Le modèle d'âge de la carotte piston M772-029-3 a été établi avec le programme Clam 2.2 (figure II.10). Le modèle qui a été utilisé ici est de type « smooth spline », comme pour la carotte piston M772-003-2, car la carotte M772-029-3 est finement laminée sur toute sa longueur, à l'exception des deux premiers mètres (figure II.9). Nous pouvons ainsi supposer que la sédimentation n'a pas subi de changement abrupt dans l'intervalle de temps représenté par la base de la carotte.

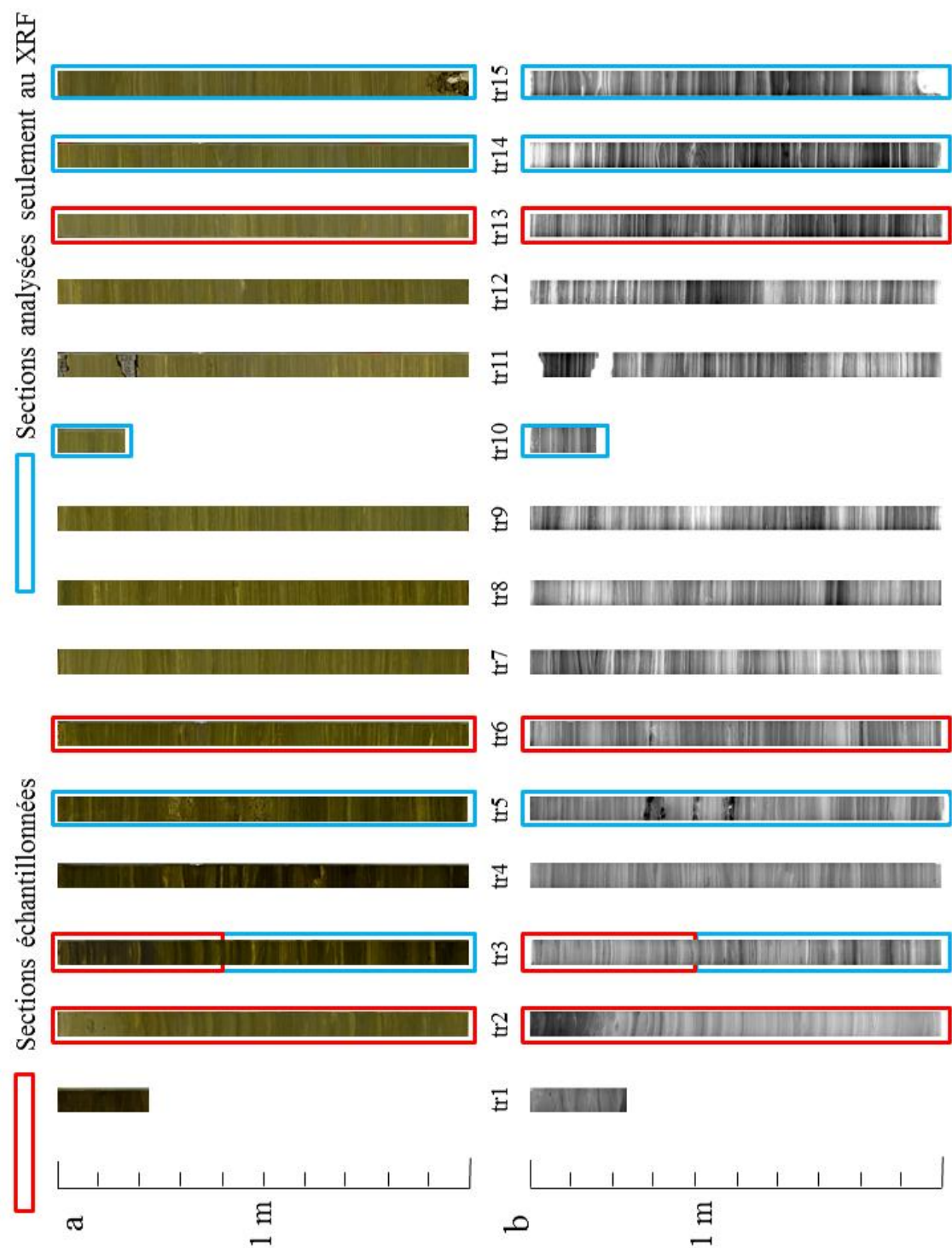


Figure II.9: a) Photographies de la carotte piston M772-029-3 ; b) Radiographies X de la même carotte.

Profondeur (cm)	Age radiocarbone (ans BP)	Erreur (ans)	Intervalle des âges calibrés ou 2σ ans BP	Age calibré moyen (ans BP)	Source
38	4250	± 35	4085-4335	4210	Mollier-Vogel
48	7605	± 30	7872-8020	7946	Mollier-Vogel
113	10325	± 40	11112-11296	11204	Mollier-Vogel
203	11715	± 45	12932-13228	13080	Mollier-Vogel
333	12775	± 50	13986-14441	14213,5	Mollier-Vogel
361	13085	± 60	14503-15162	14832,5	Cette thèse
381	13105	± 60	14601-15197	14899	Cette thèse
423	13095	± 55	14587-15173	14880	Mollier-Vogel
484	13415	± 60	15192-15650	15421	Cette thèse
517	13610	± 60	15422-15949	15685,5	Cette thèse
583	13805	± 60	15769-16184	15976,5	Mollier-Vogel
743	14092	± 60	16154-16601	16377,5	Mollier-Vogel
823	14245	± 50	16339-16829	16584	Mollier-Vogel
938	14515	± 55	16731-17222	16976,5	Mollier-Vogel
948	14770	± 70	17124-17572	17348	Mollier-Vogel
1080	15100	± 70	17566-17962	17764	Cette thèse
1103	14750	± 50	17135-17517	17326	Mollier-Vogel
1113	14990	± 80	17427-17896	17661,5	Mollier-Vogel
1125	15040	± 70	17501-17916	17708,5	Cette thèse
1263	15335	± 55	17853-18207	18030	Mollier-Vogel

Table II.4: Ages radiocarbone utilisés pour dater la carotte piston M772-029-3.

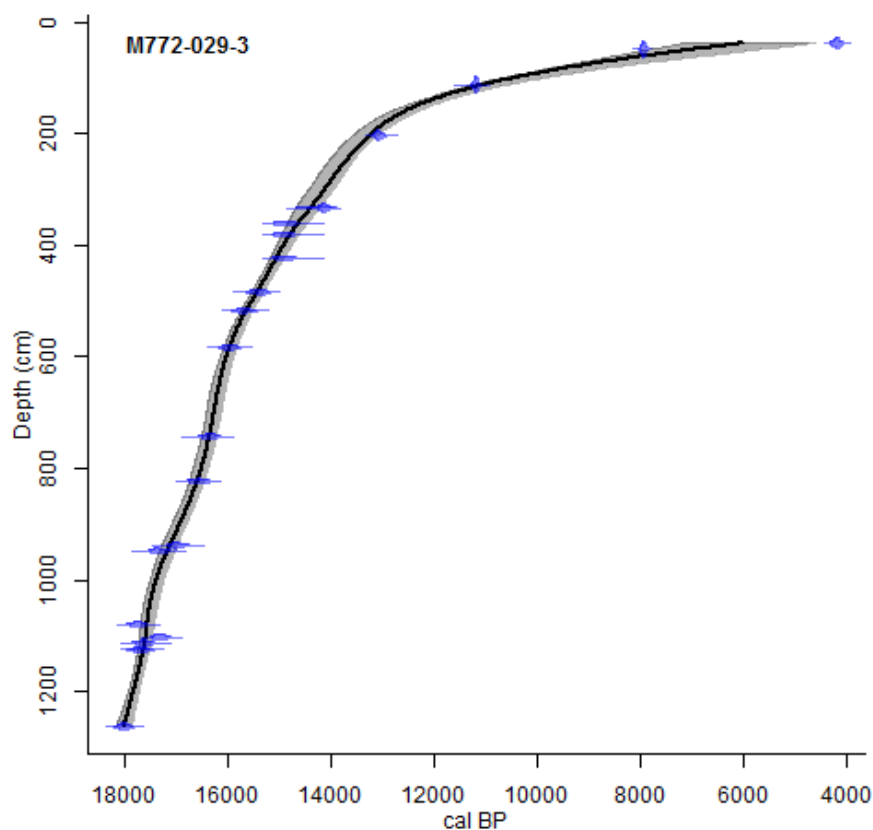


Figure II.10: Modèle d'âge de la carotte piston M772-029-3. Chaque point daté au radiocarbone est représenté en bleu. L'allongement horizontal des plages de couleur bleue représentent les incertitudes liées à chaque âge. La courbe grise représente les âges les plus probables pour chaque point. La courbe noire représente le modèle d'âge final utilisé pour estimer l'âge à chaque profondeur.

En résumé, nous disposons de cinq archives sédimentaires qui couvrent des périodes différentes à la résolution temporelle que nous cherchons. L'inconvénient est que nous n'avons pas eu la possibilité d'étudier l'évolution latitudinale de l'OMZ (via un transect Nord-Sud) à part pour le dernier millénaire. L'avantage est que les carottes et tronçons étudiés mis bout à bout nous fournissent des enregistrements haute-résolution quasiment en continu de 18300 ans BP à nos jours.

II.3. Stratégie analytique

Les études portant sur la réponse d'un système aux variations de type ENSO sont fréquemment abordées via l'utilisation d'un seul paramètre (SST, précipitations). Or, le milieu que nous étudions est fortement soumis aux variations de la production primaire et de l'oxygénation de

subsurface, comme précisé dans la partie I. Nous avons donc choisi une approche multi-marqueurs afin de disposer d'enregistrements haute-résolution de quatre paramètres (précipitations, production exportée, oxygénation et SST). Peu d'études fournissent un enregistrement aussi complet à haute résolution et sur des intervalles de plus de 1000 ans. La difficulté est d'échantillonner les lamines les plus fines possibles afin de respecter la lithologie, en veillant à disposer de suffisamment de matériel pour les analyses destructives. Nous expliquons dans la partie II.3.1 comment nous y sommes parvenus. La même approche a été appliquée à toutes les archives décrites précédemment afin de faciliter les comparaisons entre les différentes périodes abordées.

II.3.1. Identification et échantillonnage des lamines

II.3.1.a. Radiographies X

La première étape de la stratégie analytique utilisée a été de mettre en évidence le caractère laminé des archives étudiées à l'aide du dispositif SCOPIX de l'Université de Bordeaux (UMR EPOC). Les carottes de sédiment sont soumises à un rayonnement X. Le rayonnement qui traverse le sédiment est amplifié puis détecté par une caméra CCD. Le signal qui en résulte est transmis à un ordinateur sous forme d'images. Le niveau de gris observé sur l'image dépend de la fraction de rayonnement qui traverse le sédiment. Plus le sédiment est dense, moins il est traversé par les rayons X, plus l'image apparaît sombre (Migeon et al., 1999). A l'inverse, un sédiment peu dense laisse passer plus de rayons, ce qui aboutit à une image plus claire. Radiographier une carotte de sédiment permet ainsi de retracer les variations de densité du sédiment. Nous disposons ainsi d'une première représentation des unités sédimentaires qui se succèdent dans la carotte. Des variations marquées de densité sont probablement dues à des variations de la nature des sédiments (carbonatée, siliceuse, organique) et de leur origine (biogène, silicoclastique). D'autres méthodes ont été utilisées pour retracer ces changements de nature et d'origine.

II.3.1.b. XRF core-scanning

L'analyse par fluorescence X (XRF), réalisée à l'aide du scanner XRF AVAATECH de l'Université de Bordeaux, est la méthode que nous avons utilisée pour étudier les changements de composition élémentaire du sédiment. Lorsqu'un matériau est soumis à des rayons X, ces rayons ionisent les atomes du matériau. Les couches internes des atomes perdent des électrons, provoquant un transfert d'électrons des couches externes vers la couche interne. Il en résulte une différence d'énergie entre les couches électroniques de l'atome. Cette différence d'énergie est

compensée par l'émission d'un rayonnement X. Comme la longueur d'onde du rayonnement X dépend de la différence d'énergie entre les couches externes et internes et comme la composition des couches électroniques est propre à chaque atome, le spectre du rayonnement émis par le matériau reflète sa composition chimique. Le rayonnement X fourni par le détecteur est défini en fonction des atomes que nous voulons étudier. Un niveau d'énergie de 10 keV suffit pour détecter les éléments légers (e.g. Al, Si, Ti et Fe) mais un niveau d'énergie de 30 keV est nécessaire pour déceler les éléments plus lourds (e.g. Br et Zr). Deux mesures sont donc réalisées en chaque point afin d'obtenir des informations sur un maximum d'éléments. L'analyse XRF nous permet ainsi d'estimer l'évolution relative des différentes fractions sédimentaires (biogène et silicoclastique) pour chaque point, sachant que Fe et Zr représentent la fraction silicoclastique, Br est issu des matières organiques et le rapport Si/Fe correspond à la silice biogène.

Une analyse XRF nécessite de lisser la surface du sédiment au préalable afin d'enlever la couche superficielle, qui a potentiellement subi des réactions chimiques depuis son extraction. De plus, une surface lisse permet au signal de traverser la même épaisseur de sédiment en chaque point, ce qui évite un biais dans la mesure (Tjallingii et al., 2007). Enfin, la surface lissée est recouverte d'un film ultralène qui prévient la contamination du détecteur par le sédiment. L'avantage de l'analyse XRF est qu'il est possible de définir des pas de mesure très courts. Le détecteur du scanner XRF peut ainsi se déplacer avec une précision de 100 μm . Suite à des tests préliminaires, nous avons choisi de réaliser nos mesures à un pas de 200 μm , qui offre le meilleur compromis entre la résolution temporelle des mesures, la qualité du signal et le temps de mesure. D'après nos modèles d'âge, des mesures faites tous les 200 μm permettent d'atteindre une résolution temporelle de 6 mois (table II.5). Une telle précision est rarement égalée dans l'étude des carottes de sédiments marins.

II.3.1.c. Échantillonnage des lamines

Grâce aux analyses non destructives, nous disposons d'enregistrements de la densité et du contenu élémentaire des carottes à une résolution inférieure à l'année. Le défi technique de cette thèse est de conserver une haute résolution pour les analyses destructives. Dans ce but, nous avons choisi de respecter au maximum la lithologie pour échantillonner le sédiment. Les lamines sont identifiables sur la base de leur couleur, de leur densité et de leur composition. Ces informations sont fournies par les photographies, les radiographies X et les mesures XRF respectivement. Nous avons imprimé les images et courbes obtenues à partir de ces données à taille réelle afin de mettre en regard directement la carotte et l'information correspondante (figure II.11). L'identification des lamines est ainsi facilitée. Les lamines sont ensuite échantillonnées en respectant leur forme géométrique afin d'éviter de mélanger le contenu de plusieurs lamines. La profondeur attribuée à chaque lamine correspond à la profondeur du sommet de la lamine là où la lamine touche le bord droit du tronçon (figure II.12).

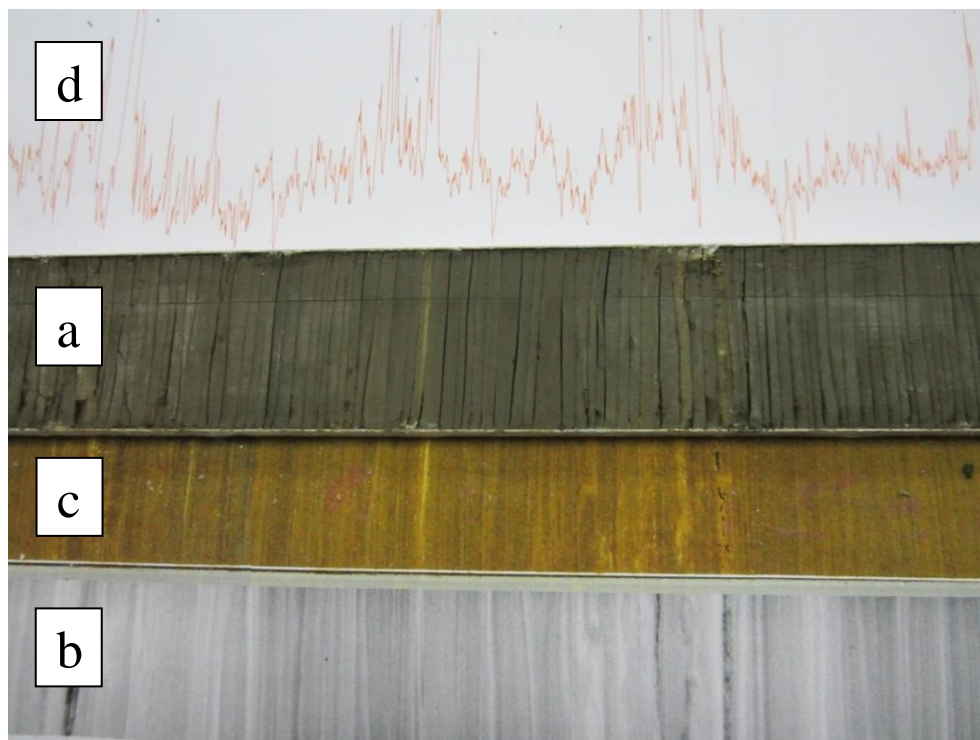


Figure II.11: Photographie du tronçon 6 de la carotte M772-029-3 en cours d'échantillonnage (a), mis en regard de la radiographie X (b), de la photographie (c) et du signal du Ca au XRF (d).

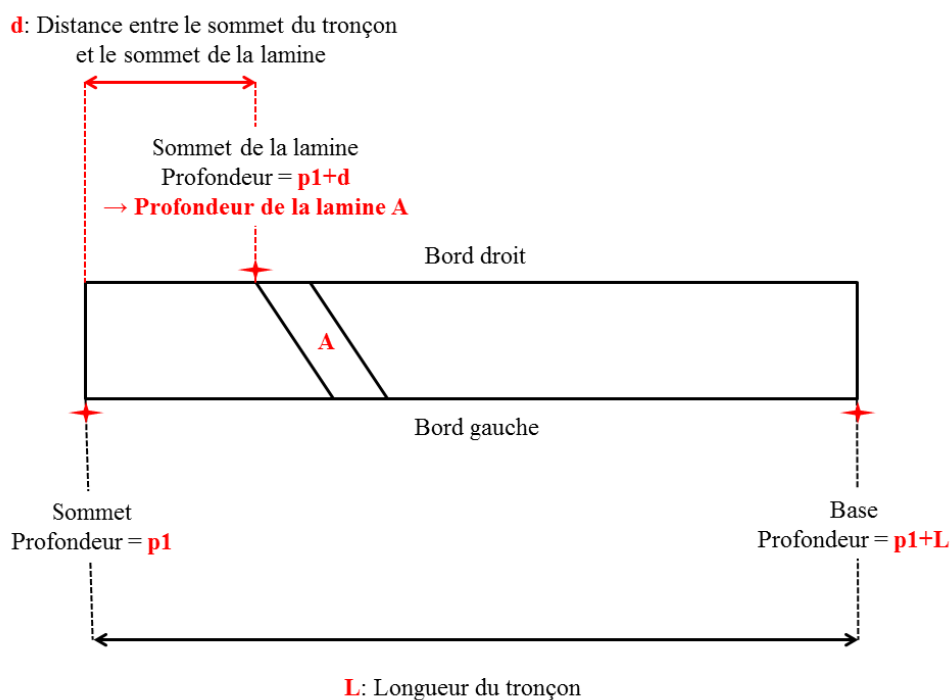


Figure II.12: Schéma expliquant comment une profondeur est attribuée à une lamine.

Cette méthode d'échantillonnage a généré de nombreux échantillons : 1713 au total. L'objectif était d'analyser chacun de ces échantillons avec l'ensemble des méthodes dont nous disposons (micropaléontologie, isotopie de l'azote, géochimie élémentaire et alcénones). Il n'a cependant pas été possible de réaliser toutes les analyses sur l'ensemble des échantillons. Nous avons analysé les diatomées sur seulement deux tronçons de la carotte piston M772-003-2 sur les cinq que nous avons étudiés, à savoir les derniers 3000 ans environ. Les mesures de SST n'ont été conduites à haute résolution que sur les tronçons 1, 2 et 4 de cette même carotte et sur l'intégralité des carottes pilotes M772-003-2 et M772-005-3. D'après les modèles d'âges décrits précédemment, les lames que nous avons échantillonnées nous ont permis d'atteindre une résolution pluri-annuelle à décennale (table II.5). Seul le tronçon 2 de la carotte piston M772-029-3 atteint seulement des résolutions pluri-décennales en raison d'un taux de sédimentation plus faible que dans le reste de la carotte.

Carotte	Nb échantillons					Résolution XRF (ans)	Résolution des échantillons (mm)	Résolution des échantillons (ans)
	XRF	Diatomées	Isotopes	C _{org}	Alcénones			
M772-003-2 TC	3950	145	143	8	135	0,25	1-10 Moyenne = 6	1-13 Moyenne = 8
M772-005-3 TC	2111	66	66	4	62	0,2	3-9 Moyenne = 6	3-10 Moyenne = 7
M772-024-5 TC	2501	87	87	5	Pas de mesure	0,2	2-13 Moyenne = 6	2-12 Moyenne = 6
M772-003-2 PC	19429 (tr 1-5)	252	772	47	341	0,5	1-20 Moyenne = 6	1-30 Moyenne = 10
M772-029-3 PC tr2	39157 (tr 2-3, 5-6 et 13-15)	190	181	35	Pas de mesure	1-7	1-23 Moyenne = 6	4-262 Moyenne = 41
M772-029-3 PC tr3		76	74		Pas de mesure	0,5	1-12 Moyenne = 6	3-25 Moyenne = 11
M772-029-3 PC tr6		197	195		Pas de mesure	0,5	2-9 Moyenne = 5	2-7 Moyenne = 4
M772-029-3 PC tr13		179	180		Pas de mesure	0,5	2-11 Moyenne = 6	0,6-3 Moyenne = 2

Table II.5: Détail des analyses effectuées au cours de cette thèse. Les cellules en gris clair concernent des analyses non destructives, dont les points de mesure n'ont pas généré d'échantillon.

II.3.2. Micropaléontologie : assemblages de diatomées

Les diatomées sont des algues unicellulaires qui constituent le groupe des Bacillariophycées au sein de l'embranchement des Chromophytes et ont comme caractéristique commune de produire une enveloppe siliceuse appelée frustule. Ces organismes pratiquent la photosynthèse et figurent parmi les principaux producteurs primaires dans les milieux aquatiques. C'est notamment le cas dans le Système d'Upwelling Péruvien, où ils dominent les assemblages phytoplanctoniques (Cowles et al., 1977). Les autres organismes siliceux (radiolaires en particulier, ainsi que certaines éponges) sont trop peu abondants en comparaison pour contribuer de façon significative à la production siliceuse dans notre site d'étude (DeVries et Schrader, 1981). Les frustules de diatomées se préservent bien dans le sédiment (Abrantes et al., 2007), ce qui nous a permis d'identifier les individus jusqu'au niveau taxonomique de l'espèce. Or, chaque espèce de diatomée a ses propres préférences écologiques, notamment en termes de disponibilité des nutriments ou de milieu de vie (domaine côtier ou océan ouvert). L'analyse des assemblages de diatomées permet donc de connaître les variations de la quantité de nutriments disponibles en relation avec l'intensité de l'upwelling, la position de la cellule d'upwelling ainsi que l'intensité des courants latéraux apportant des diatomées néritiques à des milieux situés au-delà de la frange côtière.

Les préférences écologiques des diatomées qui sont observées dans le Pacifique Sud-Est tropical sont bien documentées dans la littérature (Abrantes et al., 2007). Les études sur les diatomées actuelles préservées dans les échantillons de surface (Romero et Hebbeln, 2003 ; Abrantes et al., 2007) et sur les assemblages fossiles (Romero et al., 2002) nous permettent de distinguer quatre groupes principaux (figure II.13). La composition exacte de chaque groupe écologique est décrite en détail dans l'annexe B.

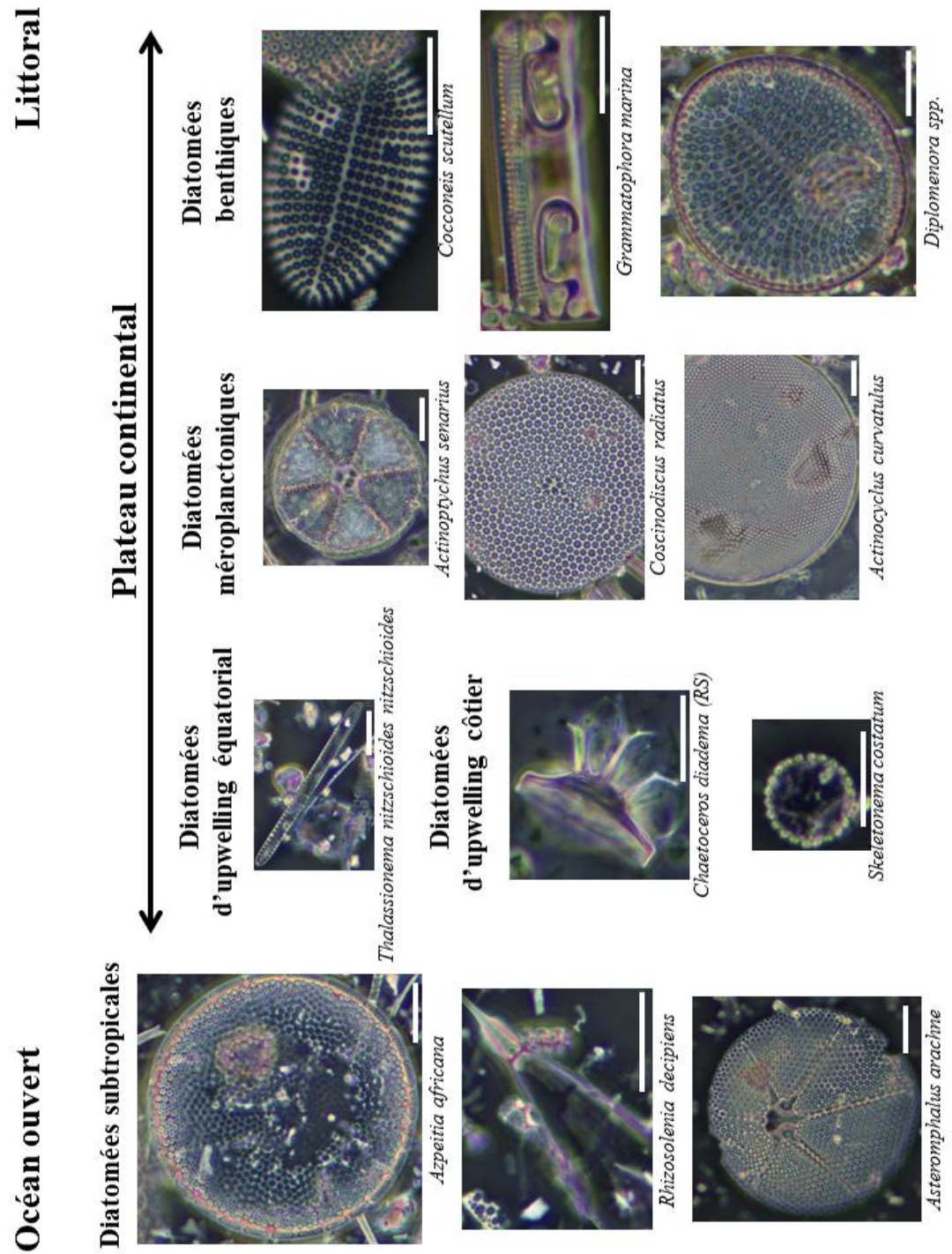


Figure II.13: Exemples de diatomées réparties en fonction de leur milieu de vie. Les barres blanches représentent 10 μm.

- Les diatomées pélagiques inféodées aux upwellings ont besoin de grandes quantités de nutriments pour croître. Ce groupe inclut les spores de *Chaetoceros*, qui constituent le taxon dominant dans la majorité de nos enregistrements. Par exemple, certains travaux ont montré que l'abondance des diatomées de ce groupe augmente lorsque l'upwelling se renforce (Pitcher, 1990). Il en est de même dans les autres systèmes d'upwelling côtiers (Romero et al., 2002) ou océaniques (Treppke et al., 1996). Les variétés *nitzschioides*, *inflata*, *capitulata* et *claviformis* de *Thalassionema nitzschioides* constituent le deuxième groupe taxonomique le plus abondant. Elles sont dominantes dans la zone d'upwelling créée par la divergence équatoriale (Abrantes et al., 2007). Or, les masses d'eaux de la zone équatoriale se rapprochent de la zone d'upwelling péruvienne lors des événements El Niño (Philander, 1990). *Thalassionema nitzschioides* est donc considérée dans nos enregistrements comme un marqueur des événements El Niño, plus que comme un indice d'intensité de l'upwelling.
- Les diatomées méroplanctoniques vivent dans la colonne d'eau des zones situées sur le plateau continental. Elles ont besoin de quantités modérées de nutriments et sont donc observées en-dehors des zones d'upwelling côtier (Rivera, 1981; Hasle et Syvertsen, 1996; Romero et al., 2002). Les diatomées planctoniques côtières sont dominées par le genre *Actinopterychus* spp. et par l'espèce *Coscinodiscus radiatus*. Ces diatomées sont plus abondantes lorsque l'upwelling se réduit, par exemple sous l'effet d'un événement El Niño.
- Un troisième groupe inclut les diatomées planctoniques associées aux eaux chaudes des océans ouverts tropicaux, moins riches en nutriments que les masses d'eaux de la zone côtière. *Azpeitia africana* domine ce groupe. A l'image des diatomées méroplanctoniques, les diatomées d'océan ouvert sont plus abondantes lors des événements El Niño.
- Les diatomées benthiques vivent fixées à des rochers ou à des plantes aquatiques ou bien posées sur le substrat. Parmi ces diatomées, certaines ont également un mode de vie planctonique pendant une partie de leur cycle de vie et sont désignées sous le nom de diatomées tychoplanctoniques. Ces diatomées seront considérées ici comme benthiques pour plus de clarté dans le discours. Toutes sont restreintes aux zones côtières, où la zone photique atteint le fond et leur permet de réaliser la photosynthèse. *Cocconeis scutellum* est l'espèce dominante dans ce groupe. La présence de ce groupe dans nos sédiments indique un transport depuis la côte vers le large.

Nous avons préparé des lames pour observation au microscope en utilisant le protocole publié par Rathburn et al. (1997) et présenté en annexe C. Le matériel obtenu avec la méthode de Rathburn est monté entre lame et lamelle puis observé au microscope optique Olympus à contraste de phase, avec un grossissement de x1000. La procédure de comptage est identique à celle décrite dans Crosta et Koç (2007). Trois lames sont observées par échantillon et une lame est comptée dès lors que 100 à 150 individus y sont identifiés. Une valve est comptée seulement si sa moitié au moins est visible afin de ne pas comptabiliser le même individu à plusieurs reprises. Les

extrémités des formes pennées, i.e. allongées (e.g. genres *Thalassiothrix* spp. et *Pseudonitzschia* spp.), sont comptées puis le nombre résultant est divisé par deux, une valve pennée comptant deux extrémités. Les diatomées ont été identifiées à l'échelle de l'espèce, en se basant sur Hasle et Syvertsen, 1996 ; Moreno et al., 1996; Sar et al., 2001; Sar et al., 2002; Sarno et al., 2005; Sundström, 1986 et Sunesen et al., 2008.

II.3.3. Géochimie

L'analyse des assemblages de diatomées ne nous offre qu'une vue partielle de la productivité dans le système d'upwelling du Pérou. D'autres algues unicellulaires, telles que les coccolithophoridés ou les dinoflagellés, ainsi que des bactéries participent en effet à la production de matière organique dans cet écosystème. Il est donc nécessaire de recourir à la géochimie pour retracer la production totale dans le système. La géochimie nous permet également d'obtenir des informations sur l'intensité de l'OMZ et de l'upwelling.

II.3.3.a. Géochimie élémentaire

La quantité de matière organique sédimentaire totale, estimée au travers de sa composition élémentaire en carbone et azote, constitue un paramètre essentiel dans les systèmes d'upwelling pour évaluer les variations de la proportion de production biologique exportée qui est finalement enfouie et préservée. La quantité d'azote total (TN), essentiellement représentative de la matière organique, a été mesurée avec un analyseur élémentaire Carlo-Erba 2500 (Université de Bordeaux) sur 8 à 25 mg de sédiment broyé et homogénéisé, tandis que la teneur en carbone organique (C_{org}) a été estimée avec un analyseur élémentaire LECO C-S 125 (Université Bordeaux) sur 100 mg de sédiment décarbonaté à l'acide chlorhydrique (1N). La précision des mesures de TN est de $\pm 0,01\%$ et celle des mesures de C_{org} atteint $\pm 0,5\%$.

II.3.3.b. Isotopie de l'azote

L'azote est un constituant essentiel des organismes vivants. Il s'agit d'un élément nutritif limitant à la base de la chaîne trophique tant dans les écosystèmes terrestres que marins. Si les organismes utilisent l'azote sous différentes formes (nitrates, ammonium ou diazote par exemple), ils réalisent également de nombreuses transformations des formes azotées au travers de la chaîne trophique ou de la minéralisation de la matière organique. Les isotopes de l'azote permettent ainsi de retracer les différents processus cinétiques et biologiques qui sont associés au transfert et à la

transformation de l'azote dans les systèmes biologiques, tant dans les environnements actuels que passés.

L'atome d'azote est présent naturellement sous la forme de deux isotopes stables, qui ne se distinguent que par leur nombre de neutrons (donc par leur masse). L'isotope léger, ^{14}N , représente 99,64% de l'ensemble des atomes d'azote présents dans la nature contre 0,36% pour l'isotope lourd (^{15}N). La composition isotopique d'un échantillon se note de la manière suivante, sachant que le standard international est la composition isotopique en azote de l'air :

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = \left(\left[\frac{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{échantillon}}}{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{standard}}} \right] - 1 \right) * 1000$$

Les processus biologiques occasionnent des fractionnements isotopiques importants, dont une représentation théorique est décrite par le modèle de fractionnement de Rayleigh appliqué à l'azote (Mariotti et al., 1981). Un premier fractionnement a lieu lors de la photosynthèse. Le processus de production biologique aboutit à la production d'une biomasse phytoplanctonique appauvrie en ^{15}N relativement au stock de nitrates dissous (Wada et Hattori, 1978), sachant que le degré de discrimination de l'isotope lourd par rapport au léger dépend des groupes planctoniques ou de la forme azotée utilisée (Waser et al., 1998). Les nitrates qui ne sont pas utilisés et restent dans la colonne d'eau s'appauvrissent alors en ^{14}N et s'enrichissent relativement en ^{15}N . Plus ces nitrates sont utilisés, plus la matière organique phytoplanctonique produite à partir de ces nitrates présente une signature isotopique enrichie en ^{15}N . Par ailleurs, il a été montré que le signal isotopique en azote subissait un enrichissement durant le transfert de l'azote dans la chaîne trophique, i.e. que la matière organique d'un consommateur était enrichie en ^{15}N par rapport à celle des organismes dont il se nourrit (Minagawa et Wada, 1984).

Par ailleurs, certains mécanismes bactériens autotrophes et hétérotrophes sont susceptibles de modifier le rapport isotopique des nitrates utilisés par le plancton dans la zone euphotique. C'est le cas de la dénitrification bactérienne, qui a lieu au sein des colonnes d'eau suboxiques à anoxiques (donc au cœur des OMZ) des systèmes océaniques productifs. Au cours de ce processus, des bactéries hétérotrophes vont utiliser les nitrates comme oxydants de la matière organique ; cette réduction des nitrates en N_2O et N_2 occasionnent un fort fractionnement isotopique. Il y a deux conséquences à ce mécanisme : une perte d'azote pour l'océan ainsi qu'une accumulation de nitrates résiduels enrichis en ^{15}N . L'OMZ présente au large des côtes péruviennes est un lieu favorable à ce processus de dénitrification aux profondeurs où la quantité d'oxygène dissous est inférieure à 2 mg/L (Codispoti, 2007), i.e. entre 30 et 500 m de profondeur (Mollier-Vogel et al., 2012). La dénitrification contribue significativement à la composition isotopique en azote des organismes phytoplanctoniques, tels que les diatomées. En effet, à la faveur d'un événement d'upwelling, les eaux de subsurface et les nitrates qu'elles contiennent vont venir alimenter la zone euphotique. Ultimement, la matière organique produite par ces organismes, enrichie en ^{15}N , s'accumule dans le sédiment, ce qui aboutit à une augmentation du

$\delta^{15}\text{N}$ dans le sédiment (Ganeshram et al., 1995 ; Altabet, 2006). La composition isotopique du sédiment reflète alors assez fidèlement l'intensité de la dénitrification sans que le signal ne soit affecté d'effets diagénétiques (Robinson et al., 2012). Comme ce processus se produit uniquement lorsque les concentrations en oxygène sont faibles, la composition isotopique en azote est généralement utilisée pour retracer les variations qualitatives de l'intensité de l'OMZ (Altabet et al., 1995 ; Ganeshram et al., 2000 ; Pichevin et al., 2007).

Les mesures de $\delta^{15}\text{N}$ ont été réalisées par couplage entre un analyseur élémentaire (Carlo Erba 2500) et un spectromètre de masse (Isoprime) installés au laboratoire EPOC de l'université de Bordeaux (figure II.14). Les concentrations en azote total (TN) sont obtenues en parallèle ; elles sont assimilables aux teneurs en N organique pour les sédiments riches en matière organique, au sein desquels l'azote inorganique est en faible proportion par rapport à l'azote organique. De 8 à 25 mg de sédiment broyé et homogénéisé sont pesés dans des capsules en étain puis brûlés dans l'analyseur élémentaire. Le gaz NO_2 qui en résulte est réduit en N_2 puis acheminé vers le spectromètre, où sa composition isotopique est analysée. La mesure de répliquats et la comparaison avec des mesures faites sur des standards internationaux (acétanilide, caséine et glycine) et internes assurent la reproductibilité des résultats et nous ont permis d'atteindre une précision de $\pm 0,30\%$ pour les rapports isotopiques et $\pm 0,01\%$ pour les concentrations en azote.

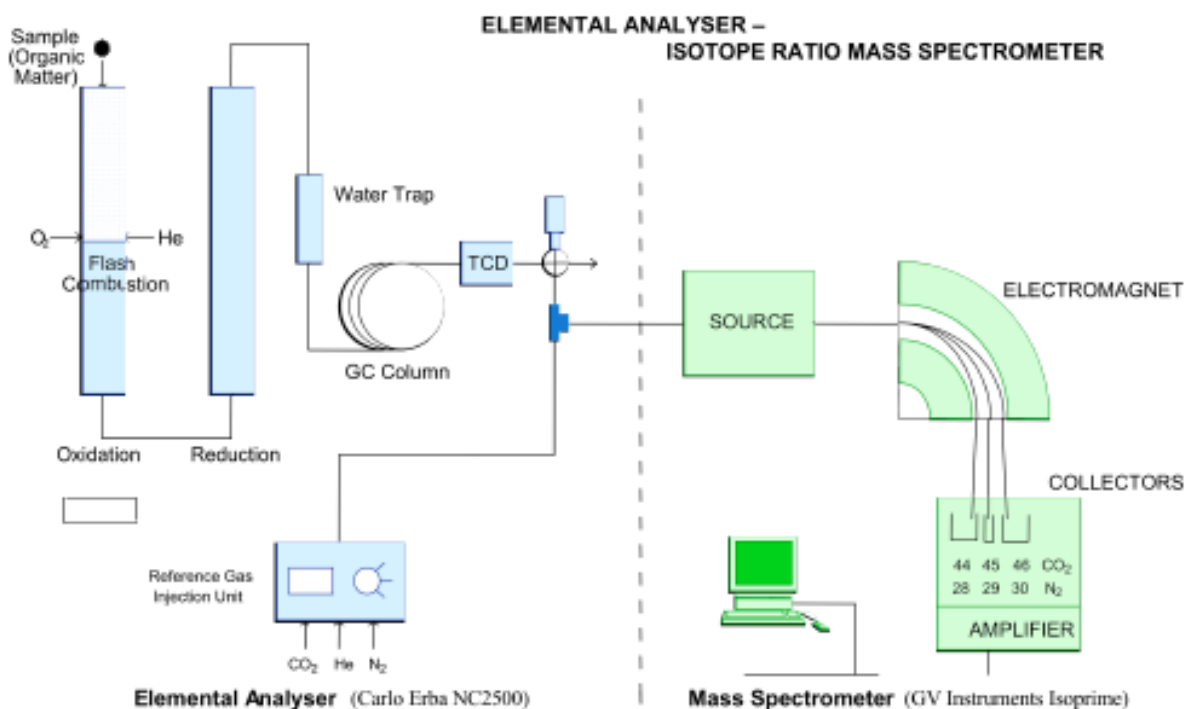


Figure II.14: Schéma de l'analyseur élémentaire couplé à un spectromètre de masse (K. Charlier).

II.3.3.c. Alcénones

Les alcénones sont des molécules produites par certains coccolithophoridés, des algues unicellulaires à test carbonaté, et qui consistent en de longues chaînes carbonées. Les atomes de carbone y sont reliés par des liaisons simples ou des liaisons doubles. Le nombre de doubles liaisons dépend de la température des eaux au moment de la production des alcénones (Marlowe et al., 1984). La notation communément utilisée pour les alcénones est $C_{X:Y}$, avec X le nombre d'atomes de carbone et Y le nombre de doubles liaisons. Les molécules $C_{37:2}$, $C_{37:3}$ et $C_{37:4}$ sont les plus abondantes dans les échantillons de sédiment. Ce sont donc ces molécules qui sont utilisées comme biomarqueurs. Un premier indice, U_{37}^K , prenait en compte les concentrations de ces trois molécules (Brassell et al., 1986). Cependant, la molécule $C_{37:4}$ n'existe pas dans tous les sédiments et se dégrade plus rapidement que les molécules moins insaturées, comportant moins de doubles liaisons (Freeman et Wakeham, 1992). Afin de pouvoir établir un paléothermomètre applicable au plus grand nombre d'enregistrements, Prahl et Wakeham (1987) ont établi l'indice $U_{37}^{K'}$:

$$U_{37}^{K'} = (C_{37:2}) / (C_{37:3} + C_{37:2})$$

Des calibrations permettent ensuite de déduire les températures de surface (SST) de l'indice $U_{37}^{K'}$. Les résultats présentés dans cette thèse se basent sur la calibration publiée dans Müller et al. (1998), la plus robuste du fait d'une large répartition géographique des échantillons utilisés. D'après cette calibration :

$$SST = (U_{37}^{K'} - 0,044) / 0,033$$

L'analyse des alcénones donne ainsi accès à deux informations : les SST et la production par les coccolithophoridés. Celles-ci se développent dans des milieux plus pauvres en nutriments que les diatomées (Abrantes et Moita, 1999 ; Schiebel et al., 2004). Dans notre région d'étude, les coccolithophoridés sont plus abondants au large du Pérou lorsque l'upwelling se réduit, i.e. en été austral (De Mendiola, 1981). La quantité totale d'alcénones nous donne ainsi des informations sur la production des coccolithophoridés lors de la période estivale, après le bloom printanier de diatomées. Les mesures de concentrations ont été réalisées en collaboration avec Ralph Schneider et Thomas Blanz à l'Institute for Geosciences de l'Université de Kiel, en Allemagne (annexe D). La précision des mesures atteint $\pm 0,05$ unités pour l'indice $U_{37}^{K'}$ et $\pm 1,5^\circ\text{C}$ pour les SST grâce à la mesure de répliquats calibrés par rapport à standards internes.

Chapitre III : Variations climatiques pluri-décennales au cours du dernier millénaire

La variabilité de l'ENSO au cours du dernier millénaire a été étudiée de façon intensive au cours des dernières décennies grâce à des enregistrements continentaux et marins. Aucun consensus n'existe cependant sur la prédominance d'El Niño ou La Niña au cours de chacun des intervalles climatiques du dernier millénaire : Medieval Warm Period (MWP), Little Ice Age (LIA) et Current Warm Period (CWP). Les enregistrements des précipitations dans la zone équatoriale indiquent la dominance de conditions moyennes plutôt de type El Niño pendant la MWP et de type La Niña au LIA (Yan et al., 2011) alors que les gradients Est-Ouest des SST dans le Pacifique suggèrent le contraire (Conroy et al., 2010). L'hypothèse d'une MWP dominée par des conditions de type La Niña et d'un LIA dominé par des conditions de type El Niño est supportée par tous les enregistrements sédimentaires de la marge péruvienne, qui indiquent une diminution de la productivité (affaiblissement de l'upwelling) au cours du LIA (Diaz-Ochoa et al., 2011 ; Gutiérrez et al., 2009 ; Sifeddine et al., 2008).

Les interprétations en termes de variabilité au sein de chaque période climatique sont également contradictoires suivant les marqueurs utilisés. Les enregistrements des précipitations dans la zone équatoriale indiquent une activité réduite de l'ENSO au LIA par rapport à la MWP (Conroy et al., 2008 ; Moy et al., 2002) alors que les études basées sur les coraux (Cobb et al., 2003) ou sur les cernes d'arbres (Li et al., 2013) indiquent un maximum d'activité de l'ENSO, et donc une forte variabilité climatique, au LIA. Aucun enregistrement de productivité ou d'humidité sur la marge péruvienne n'atteint cependant une résolution suffisante pour apporter des arguments suffisamment robustes en faveur de l'une ou l'autre hypothèse malgré la présence d'enregistrements laminés enregistrant potentiellement des variations climatiques annuelles à décennales (Brodie et Kemp, 1994). L'objectif est ici d'étudier en parallèle les variations des précipitations, de la production exportée et de l'intensité de l'OMZ (via la dénitrification) aux échelles pluri-annuelle à pluri-décennale afin de retracer la variabilité de chacun de ces compartiments au cours du dernier millénaire et de déterminer si l'activité de type ENSO a varié de façon significative. A cette fin, une approche multi-marqueurs a été appliquée à l'étude de carottes échantillonnées à l'échelle des lamines.

Premièrement, les diatomées et les proxies géochimiques et sédimentologiques indiquent les mêmes variations long-terme, avec une MWP et une CWP dominées par des conditions climatiques de type La Niña et un LIA dominé par des conditions de type El Niño (chapitre III.1, Fleury et al., en révision à QSR). Les enregistrements de précipitation, basés sur les mesures faites par XRF core-scanning et présentant la plus haute résolution de tous nos proxies, ont été soumis à une analyse en ondelettes pour quantifier les cyclicités présentes. Les variations pluri-décennales ont été extraites de ce signal à l'aide d'une filtration avec bande passante (Fleury et

al., en révision à QSR). Deuxièmement, l'analyse statistique des assemblages de diatomées a permis de définir la réponse des espèces les plus abondantes aux changements du Système d'Upwelling Péruvien (PUS) au cours des derniers siècles (partie III.2). Cette analyse permet de préciser comment les différents groupes de diatomées ont répondu aux variations climatiques, notamment de type ENSO.

III.1. Article 1 : Pervasive multidecadal climate variability within the Peruvian Upwelling System over the last millennium

S. Fleury¹, P. Martínez¹, X. Crosta¹, K. Charlier¹, I. Billy¹, V. Hanquiez¹, T. Blanz², R. R. Schneider²

¹ Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 EPOC

² Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts Universität-zu-Kiel

Article en révision à Quaternary Science Reviews.

Abstract

There is no agreement on the pluri-decadal expression of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) in the Pacific over the last millennium. Marine records from the Peruvian margin indicate humid conditions (El Niño-like mean conditions) over the Little Ice Age, while precipitation records from the eastern equatorial Pacific infer arid conditions (La Niña-like mean conditions) for the same period. We here studied diatom assemblages, nitrogen isotopes, and major and minor elements at the lamination level in three laminated trigger cores located between 11°S and 15°S on the Peruvian shelf within the oxygen minimum zone (OMZ) to reconstruct precipitation and ocean productivity at the multiannual to multidecadal timescales over the last millennium. We respected the sediment structure, thus providing the first records of the mean climatic conditions at the origin of the lamination deposition, which ones represent several years. Light laminations were deposited under productive and dry conditions, indicative of La Niña-like mean conditions in the system, while dark laminations were deposited under non-productive and humid conditions, representative of El Niño-like mean conditions. La Niña-like mean conditions were predominant during the Medieval Warm Period (MWP; 1000-600 years BP) and Current Warm Period (CWP; 150 years BP to present), while El Niño-like mean conditions prevailed over the Little Ice Age (LIA; 600–150 years BP). We provide evidence for persistent multidecadal variations in rainfall over the last millennium, which were disconnected from the mean climate state. Multidecadal variability has been stronger over the last 450 years concomitantly to

increased variability in the NAO index. Two intervals of strong multidecadal variability were also observed over the MWP, congruent to marked decreased solar irradiance and increased volcanic activity.

Keywords

Laminations, decadal variability, El Niño–Southern Oscillation, Intertropical Convergence Zone, Walker circulation, Atlantic Meridional Overturning Circulation, North Atlantic Oscillation.

III.1.1. Introduction

The last millennium has been divided into several climatic periods, based on warmer global conditions over the Medieval Warm Period (MWP), colder temperatures over the Little Ice Age (LIA) and rising temperatures since the beginning of the Current Warm Period (CWP) (e.g. Jones et al., 1998; Mann et al., 1999). Most studies indicate a CWP beginning around AD 1800-1850 but there is no agreement on the exact temporal extent of the MWP and the LIA. Glacier extent and temperature reconstructions from historical sources place the limit between the MWP and the LIA around AD 1250-1270 (Grove, 1988; Lamb, 1985) while Greenland ice cores rather date the onset of the LIA around AD 1350 (Stuiver et al., 1995). Finally, North American records place the MWP between AD 1100 and AD 1375 and the LIA between AD 1450 and AD 1850 (Davis, 1994; Graumlich, 1993). The onset of the LIA has been extensively studied and is generally attributed to reduced solar activity (e.g. Mann et al., 2005; Swingedouw et al., 2011), although alternative hypotheses also suggest changes in the inflow of North Atlantic water into the Nordic Seas (Jungclauss et al., 2005). At lower latitudes, solar-driven temperature variations are thought to have induced changes in wind patterns and rainfall intensity. The northeastern trade winds would have been stronger during the LIA, leading to the southward migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) (Sachs et al., 2009) and aridity in the northern tropics, marked by droughts in southeast Asia (Zhang et al., 2008), east Africa (Wolff et al., 2011) and the Yucatán Peninsula (Hodell et al., 2005), as well as higher levels of precipitation in the southern tropics (Reuter et al., 2009).

These long-term hydrological changes have also been expressed in variations in El Niño–Southern Oscillation (ENSO). Existing records of ENSO provide contradictory information, however, both at the global and regional levels. Indeed, marine records from the Pacific Ocean indicate a LIA that was dominated either by arid conditions (La Niña-like mean state, Yan et al., 2011) or by humid conditions (El Niño-like mean state, Rein et al., 2004), while precipitation records from Ecuador evidence more frequent and stronger El Niño events over the MWP (Moy et al., 2002), despite decreased humidity in South America (Reuter et al., 2009). A possible explanation for the observed discrepancies could be that some records consider only El Niño events (Moy et al., 2002; Conroy et al., 2008) while other records also trace La Niña events

(Cobb et al., 2003) and that the central Pacific is influenced both by the canonical El Niño (EP) and the El Niño Modoki (CP) (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007) while the eastern Pacific only records EP El Niño (Dewitte et al., 2012). There, EP El Niño events (Kao and Yu, 2009) coincide with reduced upwelling intensity and decreased productivity off the coast of Peru (Pennington et al., 2006), as well as subsequent rises in Sea Surface Temperatures (SSTs) (Philander, 1990). The reduction in the upwelling of oxygen-depleted waters during EP El Niño events leads to an increase in the oxygen content of subsurface waters (Gutiérrez et al., 2008).

Published marine records from the Peru–Chile margin infer a MWP and a CWP dominated by La Niña-like mean conditions and a LIA dominated by El Niño-like mean conditions (e.g. Diaz-Ochoa et al., 2009; Salvatelli et al., 2014). These studies were based on discrete sampling, however, and they disregarded the sedimentary structures of the cores. Sediment from the oxygen minimum zones (OMZs) is finely laminated (Brodie and Kemp, 1994), enabling high-resolution records of variation in detrital and biogenic fluxes in relation to precipitation over the continent and upwelling intensity, respectively. We here study three trigger cores from the Peruvian OMZ at the lamination level in order to refine long-term climatic changes and persistent variation in hydrology and productivity over the past millennium.

III.1.2. Present-day characteristics of the study area

We here focus on the southern part (11–15°S) of the Peru–Ecuador margin, which extends from 1°N to 18°S along the west coast of South America (figure III.1). In this region, trade winds blow northwestward and drive surface waters northward. This mechanism generates the Peru–Chile Coastal Current along the coast and the Peru–Chile Current further offshore (Fiedler and Talley, 2006). The Equatorial Undercurrent flows eastward under the surface waters; when it approaches South America, it is deflected southward, constituting the Peru–Chile Undercurrent. Similarly, the Southern Subsurface Countercurrent becomes the Peru–Chile Countercurrent when it starts flowing southward. The Peru–Chile Undercurrent sources the waters that are upwelled along the coast (Wyrki, 1981; Toggweiler et al., 1991), which are characterized by low oxygen and high nutrient content. Oxygenation decreases when the currents circulate southward, which results in suboxic to anoxic subsurface waters south of 10°S (figure III.1).

While subsurface oxygen decreases southward, surface nutrients, in particular nitrates, increase northward. Productivity is more intense within the main upwelling region however (from 5 to 15°S and from the coast to 60 km offshore), where the nutrient-rich Peru–Chile Undercurrent is upwelled. The quantities of nutrients introduced into the Peruvian Upwelling System by the Peru–Chile Undercurrent are sufficient to sustain the highest production of chlorophyll-a concentration and biomass in the world (Chavez and Barber, 1987; Chavez and Messié, 2009).

The phytoplankton community is dominated by diatoms, especially the neritic bloom-forming *Chaetoceros spp.* (Cowles et al., 1977; Avaria and Muñoz, 1987).

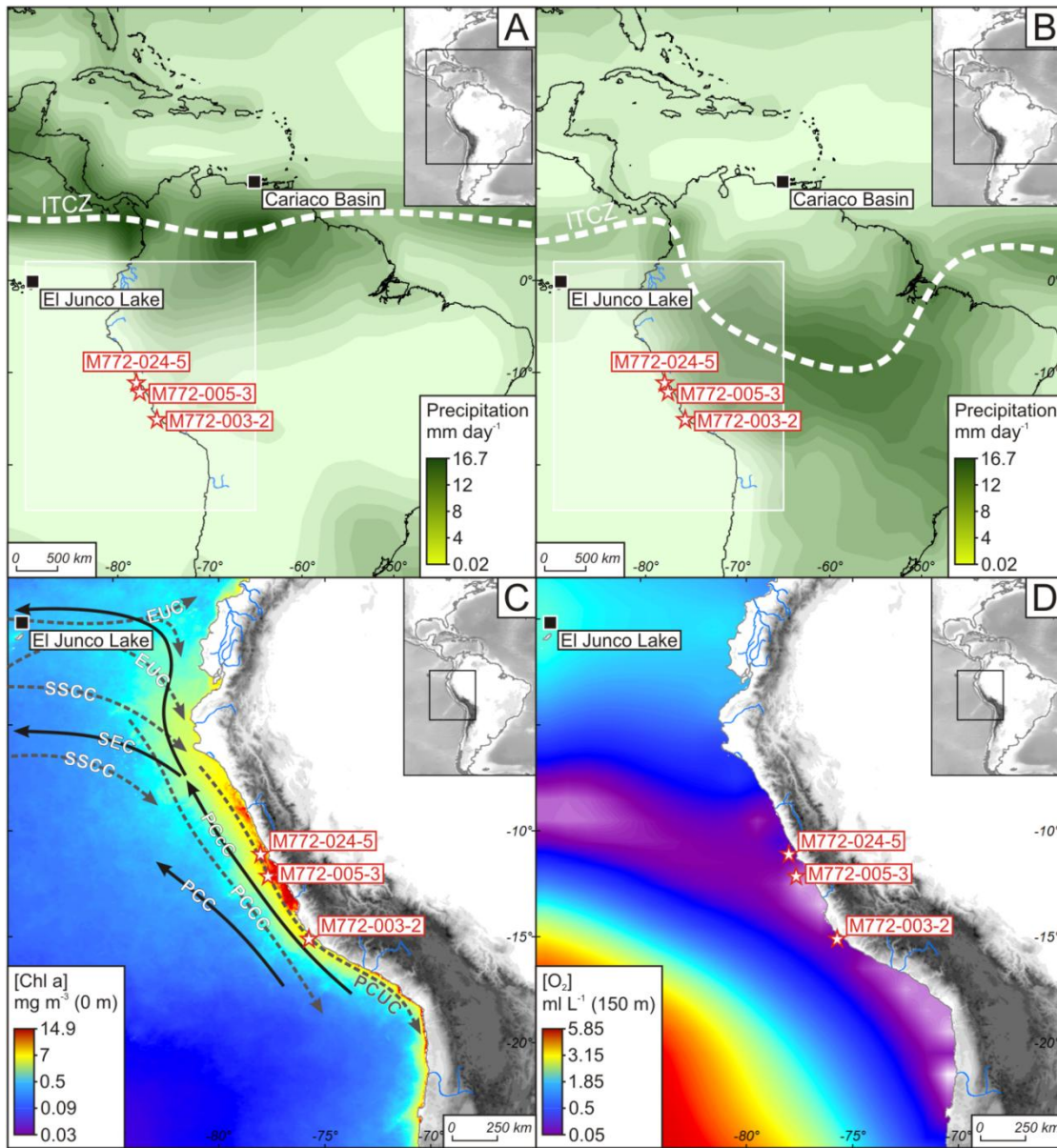


Figure III.1: A: Average boreal summer (June, July and August) precipitations and ITCZ location over 30 years (1980-2010). B: Average boreal winter (December, January, February) precipitations and ITCZ location over 30 years (1980-2010). Precipitation data are derived from NASA GPCP (<http://iridl.ldeo.columbia.edu>; Adler et al., 2003; Huffman et al., 2009). C: Chlorophyll a concentrations from Aqua MODIS averaged from 2002 to 2013 winters (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Surface and subsurface currents are marked by solid black and dash grey lines, respectively. EUC: Equatorial Undercurrent; PCC: Peru-Chile Current; PCcC: Peru-Chile Coastal Current; PCCC: Peru-Chile Counter Current; PCUC: Peru-Chile Undercurrent; SEC: South Equatorial Current; SSCC: Southern Subsurface Counter Current (adapted from Mollier-Vogel et al., 2012). D: Annual oxygen concentrations at 150 m water depth, from World Ocean Atlas 1994 (<http://iridl.ldeo.columbia.edu>; Levitus and Boyer, 1994).

Productivity is highly variable throughout the year in response to strong seasonal variations in upwelling intensity combined with water mixing. The upwelling reaches its peak in austral winter (June, July, and August) (Messié et al., 2009), however biological production remains moderate due to lower light availability caused by deeper mixing (Pennington et al., 2006). Chlorophyll-a concentrations thus only reach their maximum in austral spring (Chavez et al., 1996; Echevin et al., 2008). Interannual variations also occur in phytoplankton productivity, particularly under the influence of ENSO (Philander, 1990). EP El Niño events lead to the persistence of warm surface waters offshore of Peru, despite the presence of winds favorable to upwelling (Strub et al., 1998). Upwelling still occurs but is restricted to a narrower area of the coast (Barber et al., 1996). The nutricline and thermocline are anomalously deep during EP El Niño events, causing the upwelling of warm, nutrient-poor waters. EP El Niño events lead to dramatic reductions in biological production and biomass as well as to changes in specific composition (Cowles et al., 1977) compared to mean conditions. In contrast, EP La Niña events are characterized by intensified upwelling conditions, favoring bloom-forming genera such as *Chaetoceros spp.* The Peruvian Andes receive seasonal precipitation, mainly in austral summer (January, February, and March), but the Peruvian coastal deserts remain dry except during EP El Niño events of sufficient magnitude (Ortlieb and Macharé, 1993; Wells, 1990). In contrast, La Niña events enhance the droughts that are characteristic of the region.

III.1.3. Methodology

The X-ray radiographies of the cores were carried out using an X-ray image-processing instrument (Migeon et al., 1999), and the elementary composition of the sediment was determined using the AVAATECH XRF core-scanner at the University of Bordeaux. Prior to analysis, the sediment surface of slabs carved from half-core sections was flattened and covered with Ultralene film to avoid desiccation during measurements, diminish surface roughness, and prevent contamination of the detector unit (Richter et al., 2006). XRF-measurements were conducted at two different tube voltages (10 and 30 keV) allowing for the determination of major elements associated with the biogenic (Silicon [Si]), organic (Bromine [Br]), and terrigenous fractions (e.g., Iron [Fe] and Zirconium [Zr]). The analyses were performed at a high downcore resolution of 200 μm , thus enabling the capture of millimetric laminations based on their color (pictures), density (X-ray radiography), and elementary composition (XRF). These laminations were sampled individually, with respect to their shape in order to avoid the mixing of sediments of different age and composition.

For the diatom analysis, three slides were mounted per sample using the procedure described in Rathburn et al. (1997). Diatom identification was carried out using an Olympus BX-51 phase contrast microscope at a magnification of $\times 1000$, following the counting rules described in Crosta and Koç (2007). A minimum of 300 valves were counted for each sample. Diatoms were

identified at a species or species-group level, and the relative abundance of each species was determined as a fraction of the total quantity of diatom estimated in the sample. The identification of marine diatoms was based on a range of existing literature (Hasle et Syvertsen, 1996; Moreno et al., 1996; Sar et al., 2001; Sar et al., 2002; Sarno et al., 2005; Sundström, 1986; Sunesen et al., 2008), and the identification of brackish and freshwater diatoms was based on the work of Moreno et al. (1996).

We measured the nitrogen isotopic composition of the organic matter ($\delta^{15}\text{N}$) in the same samples as those prepared for the diatom census counts. Nitrogen isotope ratios ($\delta^{15}\text{N}$) were determined on 8–15 mg of dried, ground, and homogenized bulk sediment using a Carlo-Erba CN analyzer 2500 interfaced with a Micromass Isoprime mass spectrometer. The internal consistency of our measurements was continuously checked using several calibrated laboratory standards. Their reproducibility, based on in-house and international standard replicates, was $\pm 0.30\%$.

We performed a continuous wavelet transform on our records using a Matlab program to estimate the frequency of the most significant variations (Chatfield, 1989; Jenkins and Watts, 1968; Lau and Weng, 1995). To this end, we used a script written by Christopher Torrence (1998). The 90% significance of the signal was determined using a red-noise background spectrum (Gilman et al., 1963). In addition, we estimated temporal differences in the variability of our record. To this purpose, we used a band-pass Gaussian filter on evenly-spaced data with the Macintosh AnalySeries program (Paillard et al., 1996).

III.1.4. Core description and stratigraphy

III.1.4.a. Core description

Trigger cores M772-024-5, M772-005-3, and M772-003-2 were respectively retrieved at 11°S (depth: 210 m), 12°S (depth: 210 m) and 15°S (depth: 271 m) during Meteor cruise M-772 in 2008. All cores were located on the edge of the Peruvian shelf, within the OMZ. They were all positioned south of 10°S, where oxygen depletion is the most intense. Very low seafloor oxygen concentrations in this area (Mollier-Vogel, 2012) make it suitable for the preservation of laminations. The sediments were composed of laminations that appeared alternatively light and dark on the X-ray radiographies. The light laminations contained dark olive to olive clays or silty clays; high quantities of micro-fossils, dominated by diatom frustules; and low quantities of dense terrigenous material, according to XRF measurements. In contrast, the dark laminations were characterized by dark olive to gray silty clays or silts, lower quantities of microfossils, and higher quantities of terrigenous material. The darker laminations were therefore denser than the lighter laminations and appeared darker on the X-ray radiographies.

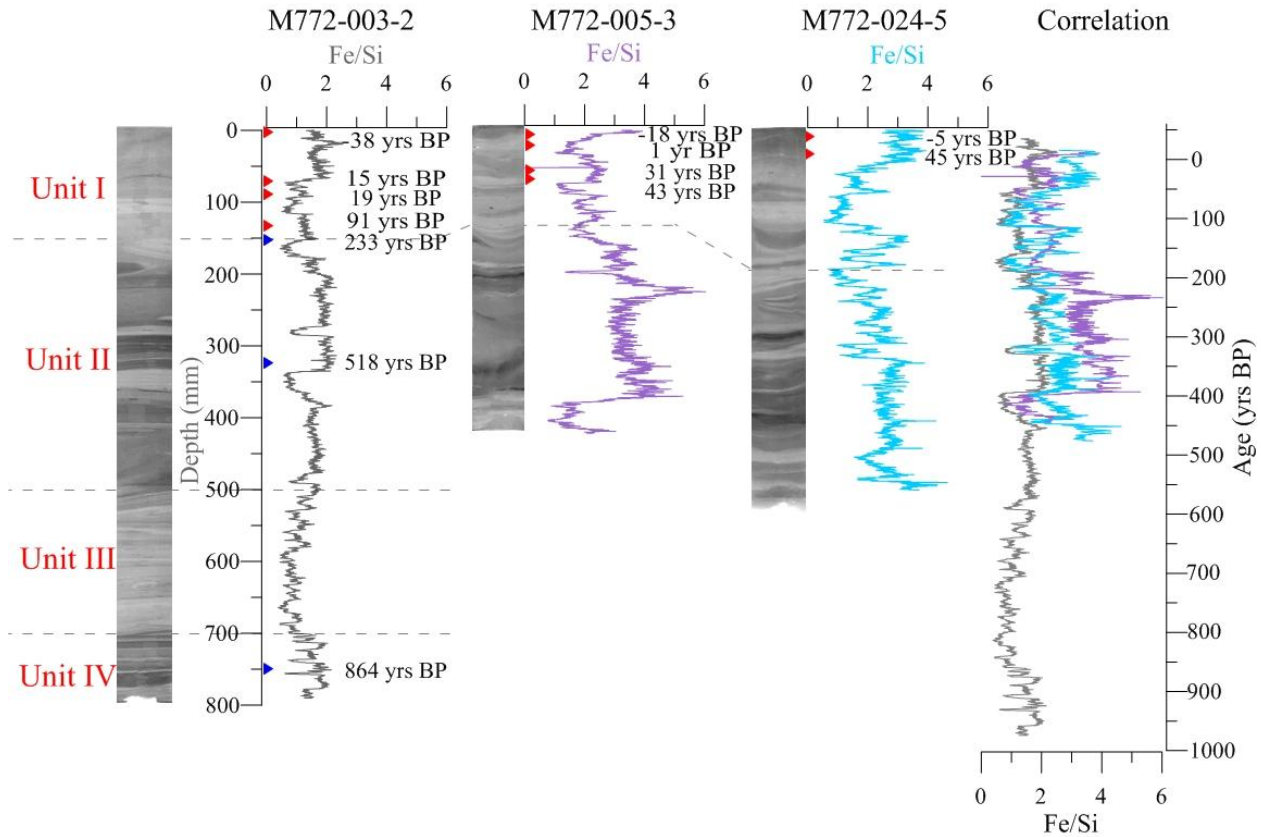


Figure III.2: Chronology of the three cores. The age model of trigger core M772-003-2 is based on ^{210}Pb measurements (red triangles) and ^{14}C analyses (blue triangles). The two other trigger cores were correlated with core M772-003-2 through the identification of their sedimentary units and the comparison of their Fe/Si ratios, as well as by taking into consideration the ^{210}Pb ages of their most recent sections. The ages of the limits of the units on core M772-003-2 are based on the age model shown on figure III.3.

In addition to laminations, we identified four main sedimentary units, labeled Units I to IV from top to bottom. The units were determined according to the predominance of either light or dark laminations on the X-ray radiographies (figure III.2). Laminations of both types could be seen within one unit. Unit I was dominated by light laminations, while Unit II was composed of darker laminations. Both units were present in all cores. Core M772-003-2 displayed two other units besides Units I and II. Unit III was dominated by light laminations, while Unit IV was composed of dark laminations. All the cores showed the same succession of units, with a unit that was dominated by light laminations at the top (Unit I), followed by one that was dominated by dark laminations (Unit II). The longest core (M772-003-2) displayed another dark/light pair of units, showing that the succession of dark and light units had been repeated in the past. The repetition of the same units in all the cores suggests that similar conditions prevailed throughout the Peruvian Upwelling System at any given moment. Previous studies on sediment from the Peruvian margin confirm this assumption, indicating similar sources for terrigenous particles deposited off the coast of southern Peru (Krissek et al., 1980; Scheidegger and Krissek, 1982).

We can thus assume that sedimentary units of the same color were deposited at the same time in all three core locations. We also observed similar trends in the Fe/Si signals of the three cores (figure III.2). Similar Fe/Si ratios suggest that the composition of each unit is the same in all three cores.

III.1.4.b. Core chronology

The age model of core M772-003-2 was established through the combination of ^{210}Pb and ^{14}C analysis (table III.1, figure III.3). We then correlated cores M772-005-3 and M772-024-5 to the reference core M772-003-2, which spans the longest time period and for which the age model is better constrained.

A $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ profile was determined for each core as the difference between the total (^{210}Pb) and supported (^{226}Ra) activities in the sediment, measured using low-background high-efficiency gamma spectrometry (Schmidt et al., 2013). We here selected the CIC model (Constant Initial Concentration; Robbins and Edgington, 1975), stating that the initial activity of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ remains the same for all samples within a same core. The CIC model enables to take into account past changes in sedimentation, which are highly probable in our cores given the strong changes in density observed on the X-ray images. The age of each point is thus calculated using the following equation:

$$t = (1/\lambda) * \ln (A_0/A)$$

t: age of the sample (in years)

λ : decay constant ($\lambda=0.031 \text{ year}^{-1}$ for ^{210}Pb)

A_0 : $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity in mBq.g^{-1} measured on the fluffy layer (contemporaneous to the retrieval date of the trigger cores) on top of the multi-core retrieved at the same place as the trigger core

A: $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity in mBq.g^{-1} measured on the sample.

Three radiocarbon ages were obtained, only on core M772-003-2, by Accelerator Mass Spectrometry on humic acids extracted from the organic matter on dried and homogenized sediment samples (table 1). The radiocarbon ages were corrected, considering a mean reservoir age of 511 ± 278 years (Ortlieb et al, 2011) and calibrated using the Marine13 calibration curve program (Reimer et al., 2009; Stuiver et Reimer 1993; <http://calib.qub.ac.uk/marine/>). Individual sample ages on core M772-003-2 were calculated by using the linear regression on the ^{210}Pb and ^{14}C control points, following the equation:

$$\text{Age (years BP)} = 1.2782 * \text{Depth (mm)} - 35.582$$

The correlation of cores M772-005-3 and M772-024-5 on core M772-003-2, through their Fe/Si records, enabled to assign an age model to the two shorter cores on which no radiocarbon dates

were available (figure III.2). The age models obtained via this method are in good agreement with the ages calculated by the ^{210}Pb activities measured on the upper part of cores M772-005-3 and M772-024-5 (table III.1).

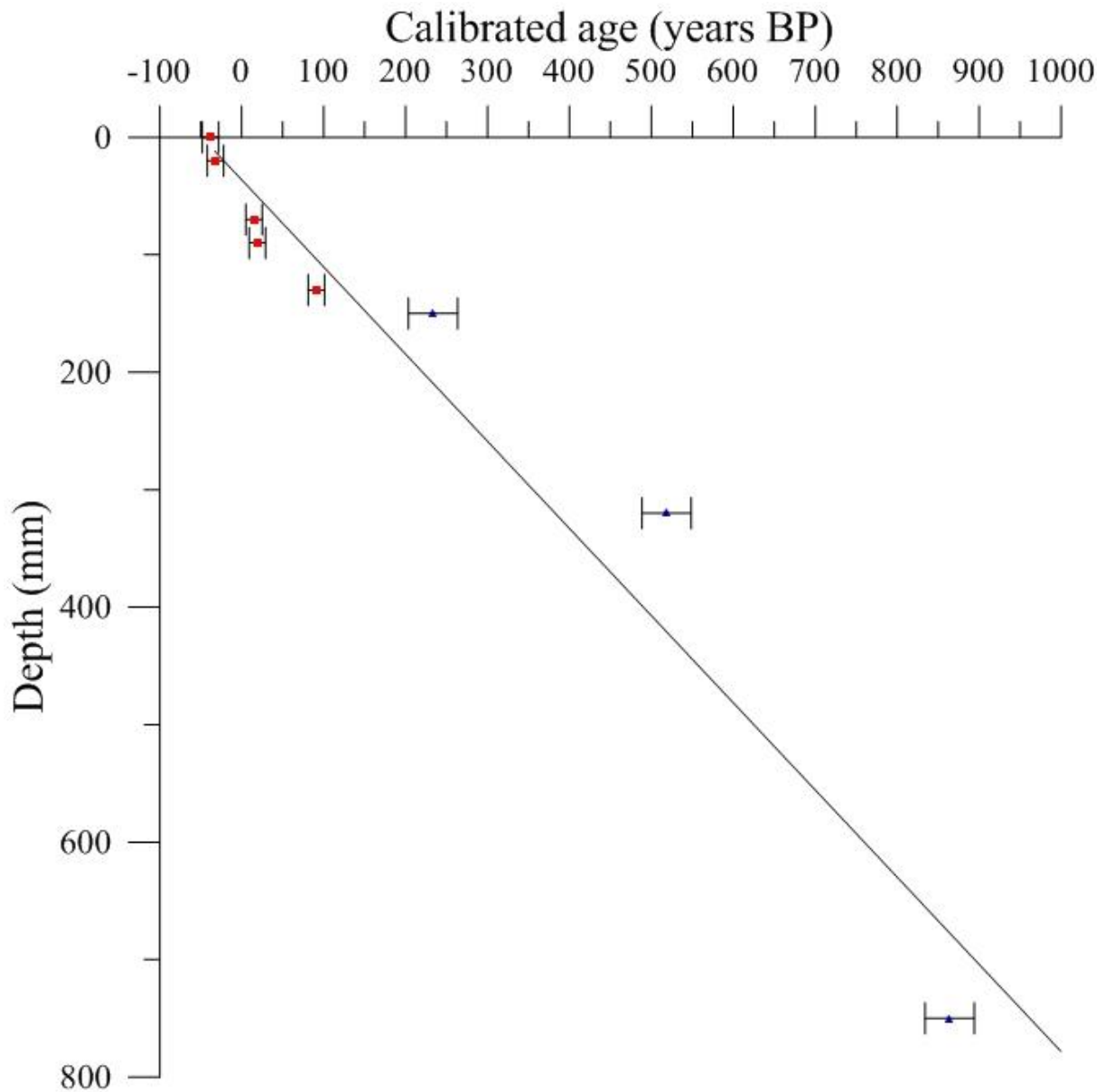


Figure III.3: Age model of trigger core M772-003-2. The blue triangles indicate the ^{14}C ages while the red squares represent the ^{210}Pb ages. The horizontal bars represent the error on the age measurements. The line indicates the linear age model following the equation:

$$\text{Age (years BP)} = 1.2782 * \text{Depth (mm)} - 35.582.$$

Core	Depth (cm)	Method	Radiocarbon age (years BP)	Error (years)	2 σ (years BP)	Calibrated age (years BP)	Calendar age (AD)	Error (years)
M772-003-2	0	^{210}Pb	-	-	-	-	1988	± 10
	2	^{210}Pb	-	-	-	-	1982	± 10
	7	^{210}Pb	-	-	-	-	1935	± 10
	9	^{210}Pb	-	-	-	-	1931	± 10
	13	^{210}Pb	-	-	-	-	1859	± 10
	15	^{14}C	715	± 30	49-418	233.5	1716.5	± 278
	32	^{14}C	1035	± 30	266-271	518.5	1431.5	± 278
	75	^{14}C	1390	± 30	603-1125	864	1086	± 278
M772-005-3	0	^{210}Pb	-	-	-	-	1968	± 10
	2	^{210}Pb	-	-	-	-	1949	± 10
	5	^{210}Pb	-	-	-	-	1919	± 10
		^{210}Pb	-	-	-	-	1907	± 10
M772-024-5	0	^{210}Pb	-	-	-	-	1955	± 10
	2	^{210}Pb	-	-	-	-	1905	± 10

Table III.1: Ages available on the trigger cores.

III.1.5. Results and discussion

Based on a multiproxy approach, the laminated sediments from the Peruvian continental shelf allowed us to trace long-term variations and changes in the multidecadal variability of terrigenous sedimentation, productivity, and OMZ intensity.

III.1.5.a. Sedimentation rates and age span of the laminae

The trigger cores measure 50 cm (M772-024-5), 43.2 cm (M772-005-3) and 80.2 cm (M772-003-2) respectively, which cover 537, 475 and 1025 years. Their mean sedimentation rate is thus equal to 0.97 mm/year (M772-024-5), 0.91 mm/year (M772-005-3) and 0.78 mm/year. These values are in agreement with the range in sedimentation rates observed on the Peruvian margin between 10 and 15°S (0.4 to 3.3 mm/year; review in Gutiérrez et al., 2009).

We identified 87, 66 and 145 millimetric laminations in cores M772-024-5, M772-005-3 and M772-003-2, respectively. Their respective age models allowed us to estimate that one lamination represents six to eight years, probably deposited over several years during which similar conditions prevailed in the study area. The sampling thus reaches the multiannual timescale but does not allow tracing individual El Niño or La Niña events.

III.1.5.b. Long-term variations in rainfall, productivity, and denitrification

Following previous studies (Rein et al., 2004, 2005), we considered iron (figure III.4a) as a tracer of the lithogenic fraction of the sediment. Even though iron could be released from sediments under the reducing conditions typical of OMZs (Scholz et al., 2014), this phenomenon is not the main driver of Fe downcore variations in our sediment cores since Fe varies in parallel with zirconium (Zr) (figure III.4b), which is not sensitive to redox conditions. Lithogenic particles could be brought to our study site either through wind transport or runoff. The first hypothesis can be ruled out since the contribution of aeolian dust to sedimentation is small compared to riverine sediments on the Peruvian margin (Scheidegger and Krissek, 1982). In addition, the mineral particles observed in a sediment core at 12°S, i.e. at the same area as core M772-005-3, are too angular to be transported by wind (Sifeddine et al., 2008). Fe and Zr contents are thus representative of runoff changes on the Peruvian coast, driven by rainfall over the nearby continent. Yet very strong productivity in the Peruvian Upwelling System (PUS) brings high quantities of biogenic siliceous particles to the seafloor, diluting the terrigenous particles (von Breyman et al., 1990). In order to suppress the potential dilution of lithogenic particles by biogenic silica, we here reconstruct the terrigenous fraction with Fe/Si ratio (figure III.4c).

Our records showed three main periods over the last millennium. Low terrigenous contents were generally observed between 850 and 650 years BP and between 200 years BP and the present, while higher terrigenous contents were generally recorded between 1000 and 850 years BP and 650 and 200 years BP (figure III.4c). Although Fe and Zr contents are low during the past century (figure III.4a, b), the Fe/Si values increased again (figure III.4c) probably as a result of much lower siliceous input during this period, the source of terrigenous sediments remaining the same over the last millennium. The three terrigenous records in core M772-003-2 thus indicate higher precipitations during the LIA with some shorter humid intervals during the MWP and the CWP. Conversely, drier conditions are inferred for most of the MWP and CWP.

The increase in precipitation observed off the Peruvian coast during the LIA, compared to the MWP and CWP, could have been caused either by a southward shift of the ITCZ (Sachs et al., 2009) or by sustained El Niño-like mean conditions (Horel and Cornejo-Garrido, 1986). We observed a clear negative correlation between the Fe/Si ratio of core M772-003-2 from the Peruvian shelf (figure III.4c), and the Ti content of core ODP1002C from the Cariaco Basin (figure III.4d), supporting the idea of a southward migration of the mean position of the ITCZ during the LIA. The ITCZ currently sweeps the Cariaco Basin in boreal summer and passes above northwestern South America in boreal winter, in response to the northward migration of maximum received solar radiative energy (Garreaud et al., 2009). A southward migration of the mean ITCZ position modifies the distribution of precipitation over the equatorial band, leading to more humid conditions to the south and drier conditions to the north. Conversely, a northward migration of the mean ITCZ position produces more humid conditions in the Cariaco Basin and

more arid conditions in northwestern South America. This phase opposition between the Cariaco Basin and northwestern South America has already been observed for the Holocene and the last deglaciation (Mollier-Vogel et al., 2013). Southward movements of the ITCZ have been observed in periods of decreased summer insolation in the northern hemisphere, e.g. during the Late Holocene (Haug et al., 2001), leading to the hypothesis of orbitally-driven shifts of the ITCZ (Cruz et al., 2005). Cooler conditions in the northern hemisphere lead to stronger north–south temperature gradients, which strengthen cross-equatorial heat transport and lead to enhanced northern trade winds (Wang et al., 2007). Similar shifts have been observed at the millennial timescale however, with southward movements taking place during Heinrich events and Dansgaard–Oeschger stadials (Leduc et al., 2009b). These events all correspond to enhanced northern hemisphere cooling. The proposed mechanism is the same at this timescale, but northern hemisphere cooling is thought to be caused by reduced Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC; McManus et al., 2004). Finally, evidence has been published for a southward shift of the ITCZ during the LIA (Sachs et al., 2009) concurrently with reduced AMOC (Lund et al., 2006). Our record appears to have been mainly influenced by the ITCZ at the centennial timescale since it was negatively correlated to northern hemisphere records (Haug et al., 2001), as predicted when the ITCZ is the main influence (Leduc et al., 2009b). However, the M772-003-2 Fe and Zr records do not correspond with the Ti record from the Cariaco Basin at shorter timescales, suggesting that other forcing mechanisms were also involved.

Another possible mechanism leading to higher precipitation in northwestern South America is the weakening of the Walker circulation, which is conditioned by the east–west pressure gradient in the Pacific Ocean (Bjerknes, 1969). Enhanced Walker circulation favors La Niña events, expressed as cold SSTs in the eastern equatorial Pacific Ocean and warm SSTs in the western equatorial Pacific Ocean (Julian and Chervin, 1978). La Niña events are thus characterized by stronger east–west SST gradients. We here consider that the east–west SST gradient indicates La Niña-like mean conditions when it is above the modern mean gradient (Conroy et al., 2010). The east–west SST gradient (figure III.4e) was higher than its modern mean value over the MWP, while it was lower than its mean value during the LIA. This suggests that the MWP was dominated by La Niña-like mean conditions, while El Niño-like mean conditions prevailed during the LIA. Increased Fe/Si values off Peru (figure III.4c) yet suggests El Niño-like mean conditions between 1000 and 850 years BP, contrasting with the upper phase of the MWP, dominated by La Niña-like mean conditions. This humid period within the early MWP coincides with a dry period in the Cariaco Basin (figure III.4d) and reduced zonal SST gradients in the Pacific Ocean (figure III.4e). Our records thus support the reduction of the Walker cell at the MWP–LIA boundary. We note, however, that our data demonstrates low mean precipitation during the CWP, while the east–west SST gradient, which is well below its modern mean value (figure III.4e), argues for El Niño-like mean conditions over this period. This may indicate that other processes, such as changes in the background state in response to a secular positive trend in tropical SST (Li et al., 2013), may have counterbalanced the reduction in the Walker circulation since AD 1800.

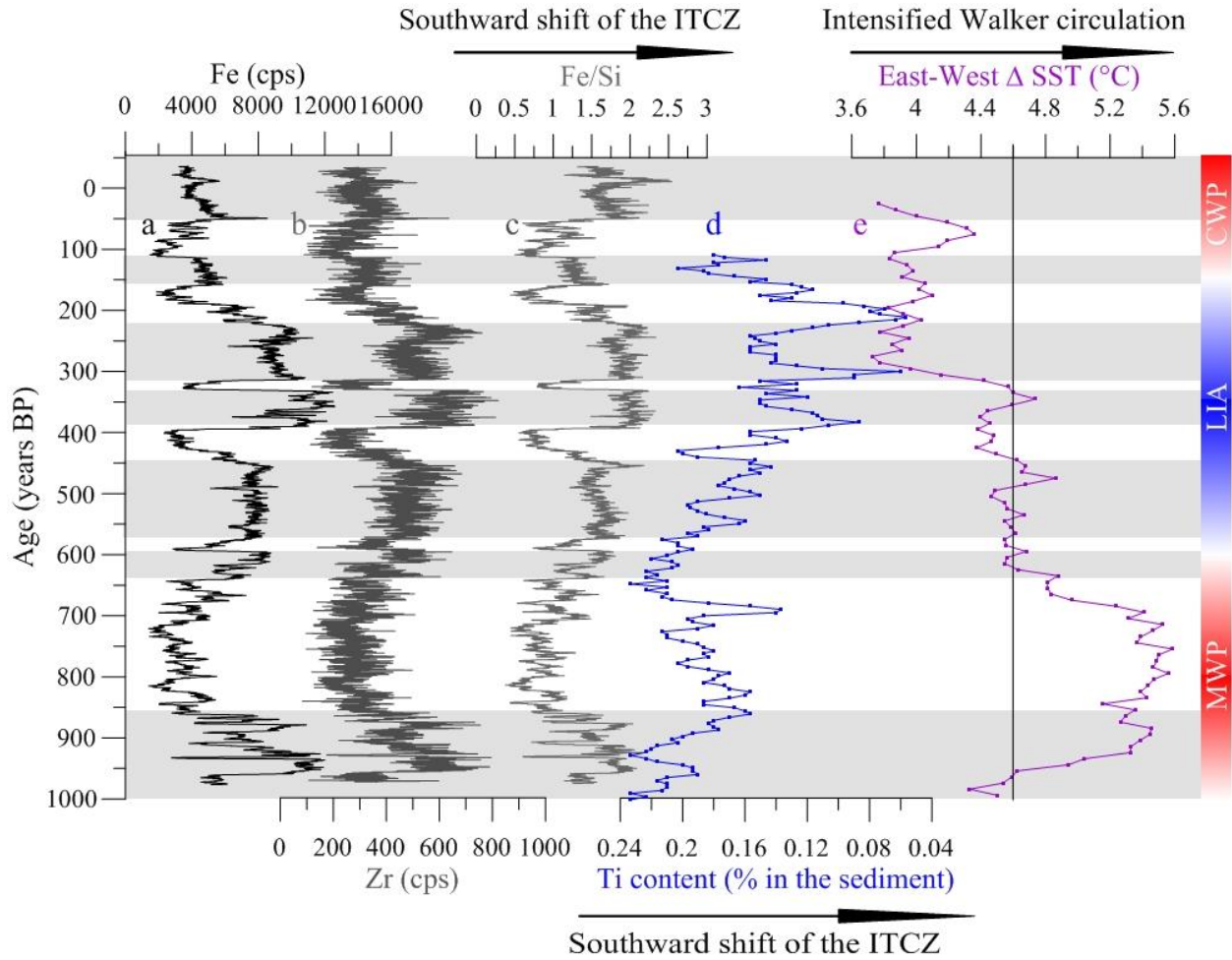


Figure III.4: Comparison between precipitation proxies in core M772-003-2 and from around northern South America: (a) iron and (b) zirconium contents and (c) Fe/Si ratios measured in core M772-003-2, 15°S off the Peruvian coast (this study); (d) titanium content in marine core ODP1002C, in the Cariaco Basin, 10°N (Haug et al., 2001); (e) east–west SST gradient in the equatorial Pacific (Conroy et al., 2010). The grey shaded areas indicate humid intervals in coastal Peru inferred from our records. The vertical line indicates the modern mean east–west SST gradient in the equatorial Pacific (Conroy et al., 2010). The MWP, the LIA and the CWP were defined based on the combination of the studies by Graumlich (1993), Grove (1988), Lamb (1985), and Stuiver et al. (1995). The blue and red areas are shaded to take into account the discrepancies between the definitions.

The investigation of the biogenic fraction preserved down-cores allows assessing the impact of these climate changes on local productivity. The biogenic elements were normalized to iron, as suggested for this region by Agnihotri et al. (2008). Br/Fe ratios were high during the MWP, decreased during the LIA, and increased again during the CWP (figure III.5c, g and k). The MWP thus appears to have been a productive period, the LIA a period of lower productivity, and the CWP a period with moderate productivity. These geochemical data were also compared to

diatom countings. The genus *Chaetoceros* *Hyalochaete* spp, which dwells in nutrient-rich upwelling cells (Abrantes et al., 2007) and produces resting spores in conditions of nutrient depletion due to high utilization, was the dominant diatom group in our three cores. We observed higher abundances of *Chaetoceros* resting spore during the MWP and CWP (figure III.5b, f, and j), indicating high nutrient utilization during these periods. High nutrient utilization was probably induced by strong diatom blooms, as suggested by the concurrence of high abundances of *Chaetoceros* resting spores with high total diatom abundances (figure III.5a, e and i). Low productivity in the eastern tropical Pacific currently occurs during El Niño events (Pennington et al., 2006; Montecino and Lange, 2009), and as such, our productivity records indicate that both the MWP and the CWP were dominated by La Niña-like mean conditions, while the LIA was dominated by El Niño-like mean conditions in agreement with interpretations drawn from the terrigenous proxies.

We observed that all productivity proxies varied in phase with $\delta^{15}\text{N}$ (figure III.5d, h and l). Nitrogen isotopes are considered to be a tracer of denitrification, as postulated in previous studies (Altabet et al., 1995; Agnihotri et al., 2008; Galbraith et al., 2008; Ganeshram et al., 1995; Robinson et al., 2007), with greater denitrification being recorded by higher $\delta^{15}\text{N}$ values. Globally, $\delta^{15}\text{N}$ mean values were lower over the LIA than the CWP or MWP. Denitrification was thus reduced over the LIA compared to the other periods. All other $\delta^{15}\text{N}$ records from the Peruvian and north Chilean shelves display similar trends (Gutiérrez et al., 2009; Vargas et al., 2004, 2007). These changes have been observed regionally, suggesting a common climatic forcing, behind productivity (oxygen demand) changes. This forcing is probably ENSO, since denitrification decreases today during El Niño events in which the subsurface waters of the Peruvian OMZ are better oxygenated (Gutiérrez et al., 2008). These reoxygenation episodes have been interpreted as the result of increased equatorial dynamic height during El Niño events. This increase, which is caused by stronger and more frequent Kelvin waves (e.g. Kessler and McPhaden, 1995), leads to a deepening of the thermocline and a downward shift of the OMZ. The equatorial dynamic height controls both the position and the intensity of the OMZ, since bottom water oxygenation increases during El Niño events (Gutiérrez et al., 2008). Decreased $\delta^{15}\text{N}$ values thus indicate lower oxygen deficiency in the OMZ (lower oxygen demand) and/or a deepening of the OMZ, which is characteristic of El Niño-like mean conditions. Our records suggest that oxygen deficiency was weaker in the OMZ over the LIA, while it was stronger during the other periods. A weakening of the oxygen depletion was also observed on the Peruvian and Chilean shelves during the LIA in studies of redox-sensitive elements (Diaz-Ochoa et al., 2011; Gutiérrez et al., 2009). Increased oxygenation within the OMZ over the LIA supports the idea of prevailing El Niño-like mean conditions during this period.

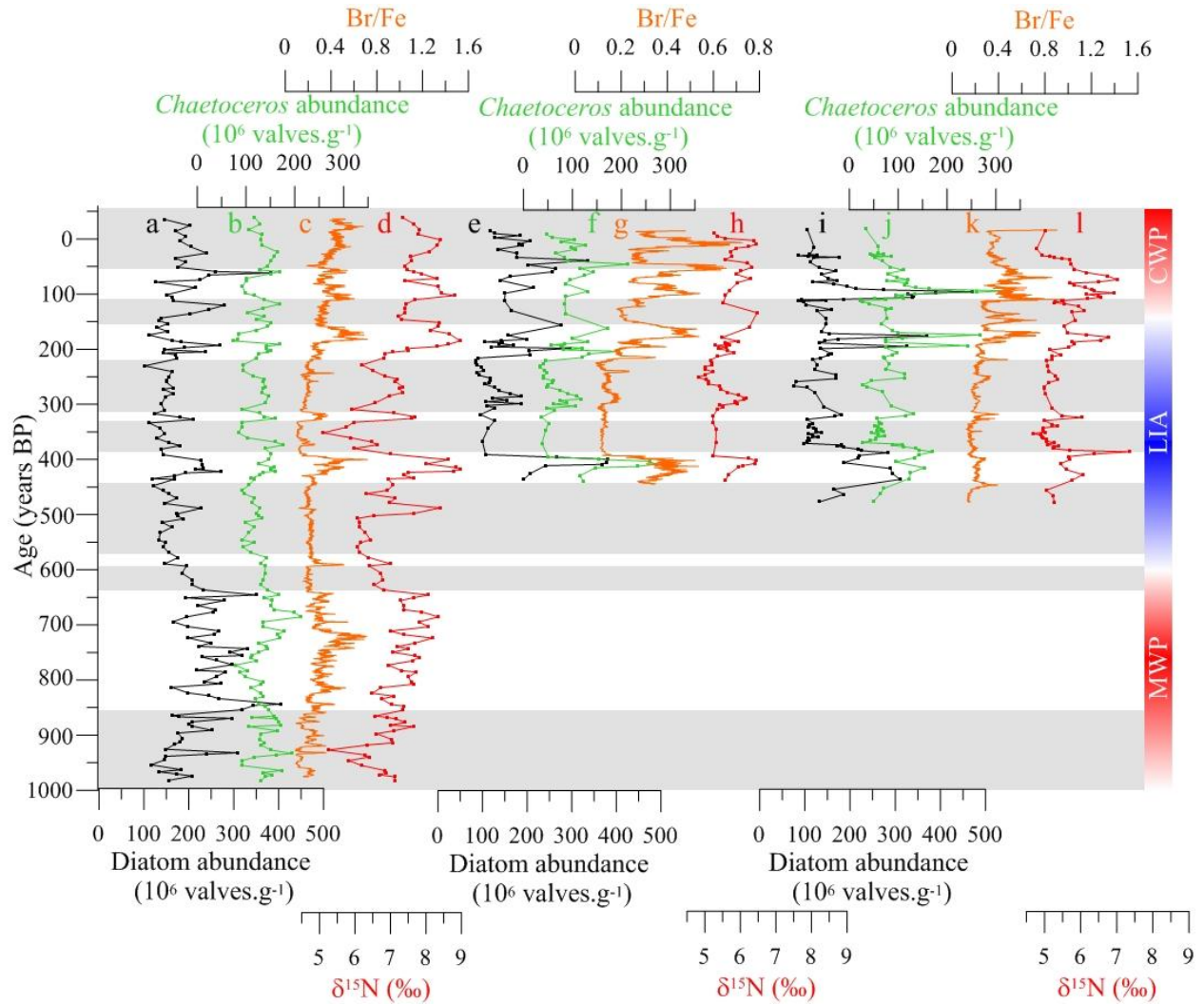


Figure III.5: Records of productivity and nitrogen isotopes in cores M772-003-2 (15°S, plots a to d), M772-005-3 (12°S, plots e to h) and M772-024-5 (11°S, plots i to l). Total diatom abundances are represented in black (a, e, and i), *Chaetoceros* resting spore abundances in green (b, f, and j), Br/Fe ratios in orange (c, g, and k), and $\delta^{15}\text{N}$ values in red (d, h, and l). The grey shaded areas indicate the intervals with the lowest exported production, which coincide with the humid periods identified on figure III.4.

We can sum up our observations on long-term changes by dividing the last millennium into three main periods. The MWP and CWP have displayed drier conditions, stronger productivity, and weaker oxygenation, with the ITCZ located in its modern position or further north. The first three conditions are typical of La Niña events (Philander, 1990; Wells, 1990), suggesting dominant La Niña-like mean conditions over these two periods. Contrasting conditions have been observed over the LIA, with increased rainfall, decreased productivity, and increased oxygenation, along with an ITCZ displaced to the south. The LIA appears thus to have been dominated by El Niño-

like mean conditions. Nevertheless, our proxies also display multidecadal variability in all the periods, suggesting that multidecadal variations can occur under different mean conditions.

III.1.5.c. Changes in multidecadal variability

The long-term changes in precipitation in northwestern South America and the oceanic productivity off the Peruvian coast inferred from our records were interrupted by short-term variations (figures III.4 and III.5), the timeframes of which were quantified using a wavelet transform. This analysis was performed on the M772-003-2 Fe/Si record, which offers a sub-annual resolution over the last millennium. Significant periodicities between 30 and 50 years prevailed throughout the record (figure III.6a) but were more pronounced over the last 450 years. Significant shorter periodicities, between 15 and 40 years, were evident during the early MWP and late CWP. Such results indicate that multidecadal variability was present during the three climatic intervals of the last millennium. Following the wavelet results, Fe/Si ratios were filtered for periods of between 30 and 50 years (frequency center = 0.027 and bandpass width = 0.007) to better evidence the variance present in the record.

The filtered Fe/Si record displays persistently strong multidecadal variability over the last 450 years (figure III.6b), with a maximum between 400 and 300 years BP. Two other intervals with strong multidecadal variations are observed between 900 and 800 years BP and between 700 and 550 years BP. These results support the idea of strong multidecadal variability over the LIA and the CWP as already evidenced in North America drought records (Li et al., 2011). However, our results indicate strong multidecadal variations in several periods of the MWP as well while North America drought records suggested a reduction in multidecadal variance over the MWP (Li et al., 2011). Strong multidecadal variability in all three periods, regardless of the mean conditions prevailing, contradicts the hypothesis of the multidecadal pacing of ENSO by the mean state of the Pacific Ocean, proposed by Li et al. (2011). Furthermore, the earliest maximum in multidecadal variance (900-800 years BP) occurred over a period of high zonal SST gradient (Conroy et al., 2010; figure III.6c) while all the other maxima took place under conditions of reduced zonal SST gradient (figure III.6c), i.e. independently of the mean state of the Pacific Ocean. We investigate alternative causes for multidecadal variations by comparing our record to the reconstructions of possible forcing mechanisms, i.e., the meridional circulation and North Atlantic Oscillation, solar irradiance and volcanic activity.

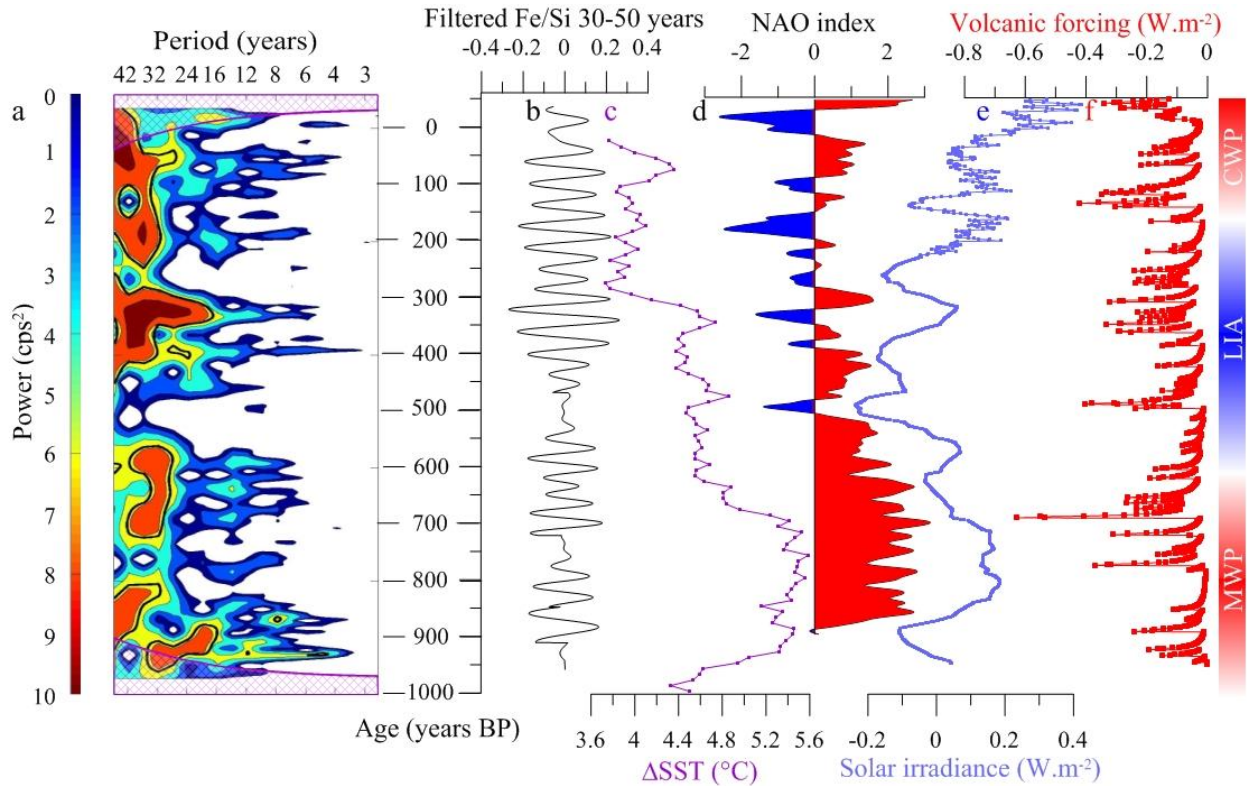


Figure III.6: Comparison of the Fe/Si record in core M772-003-2 along with internal and external forcing mechanisms. (a) wavelet power spectrum of the Fe/Si record (this study); (b) the variance of the iron record filtered with a Gaussian band-pass filter (this study) for periods between (b) 30 and 50 years; (c) east-west SST gradient in the equatorial Pacific (Conroy et al., 2010); (d) the North Atlantic Oscillation index reconstructed from speleothems and tree-rings (Trouet et al., 2009); (e) solar activity and (f) volcanic forcing on the Earth's radiative budget (Mann et al., 2005). The power has been scaled by the global wavelet spectrum. The cross-hatched region is the cone of influence, where zero padding has reduced the variance. Black contour is the 90% significance level, using a red-noise background spectrum.

The current period of increased multidecadal variability began 450 years ago, when the North Atlantic Oscillation (NAO) index started oscillating between positive and negative phases, possibly with a dominance of the negative phase (figure III.6d; Trouet et al., 2009). Modern observations show a similar concurrence of strengthened ENSO-like multidecadal variability with negative NAO indices (Delworth and Mann, 2000) between AD 1965 and 1990. The NAO also impacts the Atlantic Meridional Oceanic Circulation, which may in turn affect the ENSO-like multidecadal variability. Indeed, previous studies indicated that a negative NAO index weakens the AMOC (Curry et al., 1998) through the weakening of North Atlantic water inflow into the Nordic seas (Sicre et al., 2008).

Model experiments suggest that a strong decrease in AMOC conducts to a reorganization of northern hemisphere atmospheric circulation. Northern trade winds are intensified in the North Atlantic, leading to the southward displacement of the ITCZ in this region (Saenger et al., 2009).

The reduction of the AMOC also results in the cooling of the tropical Atlantic Ocean and the Caribbean Sea (Timmermann et al., 2007) and generates an anticyclonic circulation over the Caribbean Sea (Xie et al., 2007). Such a process results in anomalously cold and dry northern trade winds over the North Pacific (Wu et al., 2005). The northeastern tropical Pacific also becomes cooler, enhancing northern trade winds over the Pacific Ocean and causally cooling it. The ITCZ subsequently shifts southward in the Pacific Ocean, which warms the southeastern Pacific. The resulting reduced gradient between the northeastern and southeastern Pacific reduces the annual cycle of sea surface temperatures (i.e. the seasonal variations driven by the ITCZ) and enhances ENSO activity. Similarly, increased ENSO-like multidecadal variability was observed during the negative phase of the Atlantic Multidecadal Oscillation between AD 1965 and 1990 (Dong et al., 2006). This multidecadal oscillation shifts to a negative index in periods of decreased AMOC and negative NAO (Delworth and Mann, 2000), inducing cooling in the North Atlantic and warming in the South Atlantic (Knight et al., 2005) as well as a southward shift of the ITCZ (Knight et al., 2006). A mechanism similar to the one proposed by Timmermann et al. (2007) is thus thought to enhance multidecadal ENSO-like activity in periods of North Atlantic cooling. Our record supports this idea through the concurrence of the period of increased multidecadal variability with a period of reduced NAO index (figure 6d).

The MWP maxima in multidecadal variability (between 900 and 800 years BP and between 700 and 550 years BP) conversely occurred during periods of sustained positive NAO. We note that the NAO may have been more variable than suggested by Trouet et al. (2009). More recent studies provided evidence for the occurrence of two intervals of negative NAO conditions. The first period occurred around AD 1120 and is supported by indices of a wet phase in Morocco (Wassenburg et al., 2013) and the Iberian Peninsula (Abrantes et al., 2011; Moreno et al., 2012). The second interval took place around AD 1400, as shown by the NAO reconstructions from West Greenland (Olsen et al., 2012). We observe strong multidecadal variability on the Peruvian margin around 800 years BP (AD 1150) and 550 years BP (AD 1400), which may further suggest that NAO variability was stronger than indicated by Trouet et al. (2009) if the teleconnection between the North Atlantic and the Pacific Ocean was the same over the MWP as for younger intervals.

The two intervals of increased multidecadal variability observed during the MWP (between 900 and 800 years BP and between 700 and 550 years BP; figure III.6b) occurred when decreases in solar irradiance (figure III.6e) were combined with increased volcanic activity (figure III.6f). Minima in solar activity are thought to be responsible for minima in northern hemisphere temperatures over the last millennium (Mann et al., 1999). Strong multi-decadal variations in precipitations over Peru may thus be favored by northern hemisphere cooling. The strong impact of volcanism on ENSO activity has already been proposed by Li et al. (2013), whereby strong eruptions lead to anomalous cooling in the central-eastern tropical Pacific the year of the eruption (La Niña-like conditions), followed by anomalous warming the following year (El Niño-like

conditions). Our results suggest that solar irradiance and volcanic activity may contribute to strong multidecadal variability.

III.1.6. Conclusion

A multi-proxy approach on laminated sediments from the Peruvian shelf has allowed the reconstruction of long-term changes in rainfall, productivity, and denitrification, as well as their multidecadal variations. The long-term changes observed support the division of the last millennium into a Medieval Warm Period dominated by arid conditions (La Niña-like mean conditions), a Little Ice Age dominated by humid conditions (El Niño-like mean conditions) and a Current Warm Period dominated again by La Niña-like mean conditions. Pervasive multidecadal climate change was observed over the last millennium independently of the mean climate state. The multidecadal variance in our records was stronger over the last 450 years, when the NAO index oscillated between positive and negative phases. Our records also suggest that maxima in variance could be triggered by the combined action of solar activity and repetitive volcanic eruptions. Further investigations are needed to confirm and understand the link between NAO and multidecadal ENSO-like activity in western Pacific. Model experiments are particularly required to test the possible impact of alternative forcing mechanisms on multidecadal ENSO-like activity over several different timescales.

Acknowledgments

We thank Sabine Schmidt for her expertise and help on ^{210}Pb analysis. Pascal Lebleu and Olivier Ther provided us with help in carrying out X-ray radiographies and extracting sediment slabs. Vincent Marieu, Melanie Moreau, and Philippine Campagne helped us with Matlab. We thank Jean-Pascal Dumoulin and Christophe Moreau from the CEA in Gif-sur-Yvette for performing a radiocarbon analysis on our samples. Sarita Jannin revised the language. We thank two anonymous reviewers for their comments that help improving the manuscript. The research leading to these results received funding from the European Union's Seventh Framework Programme (FP7/2007–2013) under Grant 243908, "Past4Future, Climate change—Learning from the past climate." This is a Past4Future contribution.

III.2. La réponse de la production exportée et de la microflore siliceuse aux variations climatiques du dernier millénaire

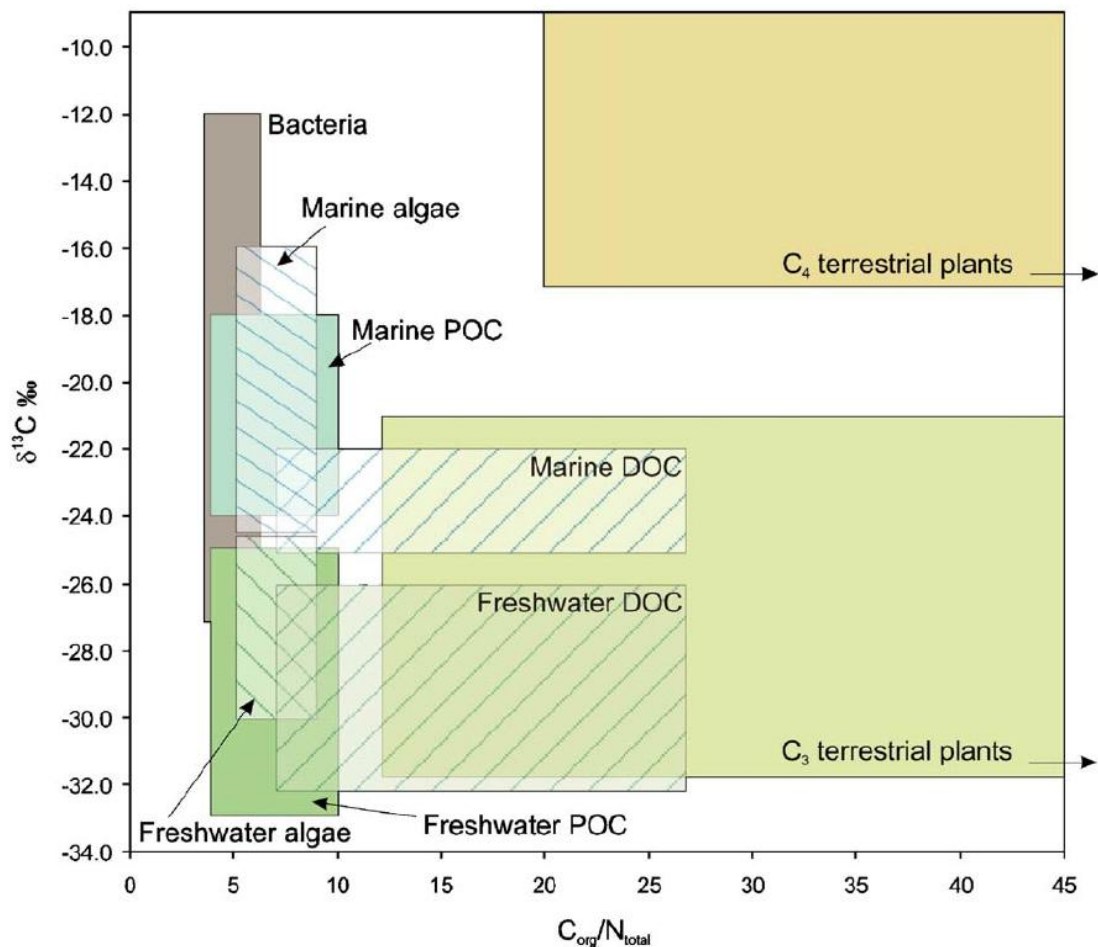
L'objectif de cette partie est d'abord de retracer les variations de la production exportée siliceuse au cours du dernier millénaire. L'analyse statistique de la microflore siliceuse permettra ensuite de regrouper les espèces de diatomées en fonction de leur réponse aux fluctuations de l'upwelling péruvien. Enfin, les contributions respectives des groupes de diatomées seront étudiées afin de retracer les changements de l'upwelling péruvien en réponse aux variations climatiques du dernier millénaire. Les résultats obtenus nous permettent de poser les bases du fonctionnement de l'upwelling péruvien sous des conditions dominées par El Niño aussi bien que par La Niña. Les informations qui en sont déduites nous permettront d'interpréter les enregistrements plus anciens en termes de conditions dominantes par analogie avec l'une des divisions du dernier millénaire.

III.2.1. Origine de la matière organique : bases pour l'interprétation des marqueurs de productivité

La production par les diatomées, représentée par l'abondance totale des diatomées, a été comparée à la production biologique totale, représentée par des marqueurs géochimiques tels que TN, dans l'article présenté en première partie de ce chapitre. Or, la matière organique peut être produite dans la colonne d'eau par des organismes phytoplanctoniques ou être apportée depuis le continent. Dans le premier cas, la quantité de matière organique reflète la productivité du milieu océanique considéré tandis que la deuxième possibilité implique que la quantité de matière organique représente l'intensité des apports depuis le continent. Déterminer l'origine de la matière organique permet ainsi d'évaluer les éventuelles variations de la production biologique ou des flux terrigènes.

La quantité de matière organique totale peut être estimée avec deux marqueurs : les pourcentages d'azote (TN) et de carbone organique (C_{org}). Le rapport entre ces deux pourcentages est de plus utilisé pour retracer l'origine de la matière organique. La matière organique marine se caractérise en effet par des rapports C/N légèrement supérieurs aux rapports de Redfield, entre 7 et 12 (Meyers, 1997; Meyers, 2003; Perdue et Koprivnjak, 2007), alors que la matière organique continentale, qui contient plus de carbone, se caractérise par un rapport C/N supérieur à 12 pour les plantes en C3 et supérieur à 20 dans le cas des plantes en C4 (figure III.7 ; Lamb et al., 2006). Les rapports C/N de nos échantillons sont compris entre 7 et 13 (table III.2), ce qui indique que la matière organique constituant nos carottes est majoritairement marine dans tous nos échantillons. De plus, les pourcentages de TN et de C_{org} mesurés sont cohérents avec les valeurs observées lors d'études précédentes sur le PUS (Gutiérrez et al., 2009 ; Diaz-Ochoa et al., 2009; Mollier-Vogel, 2012 ; Morales et al., 2006; Wolf, 2002). Nous pouvons donc interpréter nos enregistrements de

TN et de C_{org} en termes de variations de la production biologique exportée au fond de l'océan et préservée dans le sédiment. Les diatomées sont les principaux producteurs primaires dans le PUS (De Mendiola, 1981) et représentent une grande partie de la sédimentation sur la marge péruvienne. L'analyse détaillée de la microflore siliceuse permet ainsi de retracer les variations passées de la production primaire et des conditions qui lui y ont été propices.



Support	Latitude (°S)	Profondeur (m)	TN (%)	C_{org} (%)	C/N	Source
Carotte pilote M772-024-5	11	210	0,5-1,1	7-10	8-10	Cette thèse
Carotte pilote M772-005-3	12	210	0,7-1,2	7-11	9-13	Cette thèse
Carotte pilote M772-003-2	15	271	0,3-1	4-8	7-9	Cette thèse
Carotte piston M772-029-3	9	433	0,2-0,9	2-9	9-11	Thèse d'Elfi Mollier-Vogel, +Cette thèse
Carotte piston M772-003-2	15	271	0,2-0,7	2-7	9-12	Thèse d'Elfi Mollier-Vogel, +Cette thèse
Carotte piston C0329	12	200	1-2	5-15	9-11	Diaz-Ochoa et al., 2009
Carotte d'interface B0405-13	12	184	0,3-1,4	3-15	9,5-10,9	Gutiérrez et al., 2009
Carotte d'interface B0405-06	14	299	0,3-1,1	3-13	8,1-11,4	Gutiérrez et al., 2009
Sédiments de surface	8-18		0,2-2	2-16	6-11	Mollier-Vogel et al., 2012
Carotte d'interface B0405-06	14	299		3-12		Morales et al., 2006
Carotte piston SO147-41SL	10	587	0,2-0,4	2-4	11-13	Thèse d'Anja Wolf, 2002
Carotte piston SO147-4SL	12	96	0,1-0,4	1-10	9-13	Thèse d'Anja Wolf, 2002
Carotte piston SO147-106KL	12	186	0,6-1	5-10	10-11	Thèse d'Anja Wolf, 2002

Table III.2: Compilation des valeurs de TN, C_{org} et C/N mesurées au cours de cette thèse et lors de travaux précédents sur la marge péruvienne.

III.2.2. Division des assemblages de diatomées en groupes écologiques

Chaque espèce de diatomée présente des préférences écologiques plus ou moins strictes. L'interprétation des assemblages de diatomées repose donc sur une bonne connaissance des exigences écologiques de chaque espèce rencontrée. Plusieurs articles sont consacrés à la répartition des espèces de diatomées dans l'Océan Pacifique (Kobayashi et Takahashi, 2002 ; Lopes et al., 2006), en particulier le long de la façade pacifique de l'Amérique du Sud (Abrantes et al., 2007). Ces études ont permis de définir les paramètres environnementaux qui contrôlent la répartition des différentes espèces de diatomées. Des groupes écologiques rassemblant les diatomées répondant de manières similaires à un même paramètre en ont été déduits (Abrantes et al., 2007 ; Koizumi, 2008 ; Romero et al., 2001). Les études à l'échelle régionale ont en outre permis de prendre en compte l'impact de la circulation à travers l'advection des masses d'eaux depuis la zone équatoriale et l'Océan Austral (Romero et al., 2001). Ces publications donnent des informations sur la répartition des diatomées dans l'océan actuel.

Cependant, les études disponibles sur les sédiments de surface s'appliquent à de vastes zones géographiques, rassemblant des régions qui contrastent par leurs températures, leurs salinités et leurs concentrations en nutriments. La réponse des diatomées aux variations fines des paramètres environnementaux n'est donc pas représentée dans ces publications. Nous devons donc vérifier si les groupes écologiques identifiés dans ces études peuvent être appliqués à nos carottes, sachant que celles-ci sont concentrées dans une zone d'étude restreinte. Dans ce but, une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été appliquée aux résultats des comptages des diatomées (pourcentages) sur les carottes pilotes. Celles-ci incluent la période la plus récente (CWP), ce qui permet une comparaison directe entre les groupes issus de nos ACP avec ceux indiqués dans les publications sur des sédiments de surface ou récents. Enfin, nous avons appliqué une ACP aux assemblages de diatomées des trois derniers millénaires (M772-003-2 piston) afin de vérifier si les groupes définis sur les périodes récentes sont applicables à des périodes plus anciennes de l'Holocène.

III.2.2.a. Principe de l'Analyse en Composantes Principales

Une ACP est une méthode statistique qui permet de décrire et d'interpréter des tableaux de données quantitatives rassemblant un grand nombre de variables. Dans le cas de nos assemblages, chaque espèce de diatomée est une variable. Une ACP quantifie les relations entre les espèces, ce qui permet de regrouper celles qui ont des comportements similaires. L'ACP repose sur la définition d'un tableau de données avec les espèces en lignes et des variables fictives, appelées facteurs, en colonnes. Ces facteurs sont les variables qui contrôlent les variations du pourcentage des espèces. La contribution de chaque facteur à la variabilité totale dans le jeu de données est

calculée. Plus cette contribution est forte, plus les diatomées seront concentrées le long de cet axe. De plus, la contribution de chaque espèce à un facteur donné est quantifiée, ce qui permet de déterminer les espèces qui sont le plus contrôlées par ce facteur. Connaissant l'écologie des espèces, il est alors possible de définir les paramètres écologiques auxquels correspond ce facteur.

Si le nombre de facteurs est égal à N , chaque espèce peut être représentée par un vecteur dans un espace à N dimensions. Chaque espèce a des coordonnées comprises entre -1 et 1 sur chacun des axes. Il est possible de représenter l'information de manière plus simple en choisissant deux facteurs, donc en représentant uniquement deux dimensions. Le plan défini par les deux facteurs sélectionnés est un cercle de corrélation. La position et la longueur des vecteurs sur ce plan permettent de visualiser les informations. Plus un vecteur est proche d'un axe, plus il est contrôlé par le facteur correspondant à cet axe. Plus un vecteur est long, plus le poids statistique de l'espèce correspondante est fort. A l'inverse, les espèces représentées par un vecteur court ont un faible poids statistique. Par conséquent, ce sont les espèces représentées par un vecteur long qui apportent des informations significatives sur les variations des paramètres écologiques. Les corrélations entre les espèces sont représentées par l'angle entre les vecteurs qui leur correspondent. Lorsque cet angle est aigu, les espèces considérées sont corrélées positivement tandis qu'un angle obtus indique une corrélation négative. Plus l'angle entre les vecteurs est proche de 90° , plus l'indice de corrélation est proche de 0. Au contraire, un angle proche de 0° ou de 180° indique une très bonne corrélation, positive et négative respectivement.

Afin de concilier la précision des informations sur les espèces et la lisibilité des cercles de corrélation, nous avons réalisé deux ACP par carotte. La première a été faite sur l'ensemble de l'assemblage et permet de poser des hypothèses sur la signification des axes. En outre, des groupes d'espèces bien corrélées peuvent être identifiés. Sur la base de ces résultats, nous avons regroupé les espèces peu représentées et proches les unes des autres. Les groupes ainsi constitués ont un poids statistique supérieur à celui des espèces isolées. Cette méthode permet de conserver l'information liée à des groupes écologiques peu représentés dans la zone d'étude, comme les diatomées benthiques. La seconde ACP porte ainsi sur les espèces et groupes représentant au moins 2% de l'assemblage total ainsi que sur des proxies géochimiques ($\delta^{15}\text{N}$, TN, TN/Fe, SST). Les espèces contribuant peu à l'assemblage total et ne rentrant dans aucun des groupes définis avec la première ACP sont exclues de la seconde ACP car elles n'ont pas un poids statistique significatif et peuvent contribuer à disperser l'information. Les proxies géochimiques sont inclus dans la seconde ACP afin de tester les hypothèses sur la signification des axes. Pour chaque ACP, nous considérons qu'une espèce est significativement contrôlée par un facteur si sa coordonnée sur l'axe correspondant est supérieure à 0,3. Pour différencier les espèces contrôlées par l'axe 1 de celles liées à l'axe 2 et mettre en évidence leur position du côté positif ou négatif, j'ai utilisé les conventions suivantes :

- Les espèces dont l'abscisse (valeur sur F1) est supérieure à 0,3 sont indiquées en rouge.

- Les espèces dont l'abscisse est inférieure à -0,3 sont indiquées en vert.
- Les espèces significatives sur l'axe 2 sont encadrées. Le cadre est rouge si l'ordonnée est supérieure à 0,3, vert si l'ordonnée est inférieure à -0,3.

Les ACP réalisées sur l'ensemble des espèces aboutissent à la définition d'un grand nombre de facteurs : 87, 65, 96 et 94 pour la 024-5, la 005-3, la 003-2 pilote et la 003-2 piston respectivement. Cette dispersion de l'information est provoquée par le grand nombre d'espèces présentes dans l'assemblage (90 dans les carottes pilotes et 94 dans la carotte piston). De plus, seules 20 à 30 espèces représentent individuellement plus de 2% de l'assemblage. Seules celles-ci sont significatives statistiquement. La dispersion de l'information sur un grand nombre d'axes explique que les axes F1 et F2 cumulés expliquent moins de 25% de la variabilité totale dans toutes nos carottes. Le poids statistique de F1 est toujours supérieur ou égal au double du poids de F2, ce qui se matérialise par une dispersion des espèces plus forte le long de l'axe F1. L'observation des cercles de corrélation permet de définir quatre groupes.

- Le groupe I rassemble les diatomées dont l'abscisse (F1) est supérieure à 0,3.
- Le groupe II comprend les espèces dont l'abscisse (F1) est inférieure à -0,3.
- Le groupe III inclut les diatomées dont l'ordonnée (F2) est supérieure à 0,3.
- Le groupe IV se compose des espèces dont l'ordonnée (F2) est inférieure à -0,3.

Les groupes I et II, situés du côté positif et négatif de F1 respectivement, permettront de poser des hypothèses sur la signification de F1. De même, les groupes III et IV seront décrits afin de comprendre la signification de F2. La composition des groupes change d'une ACP à une autre mais certaines espèces apparaissent systématiquement dans un groupe donné. Ce sont ces espèces qui font l'objet de la discussion (chapitre III.2.2.b).

III.2.2.b. Composition et signification écologique des groupes

III.2.2.b.1. Groupe I

Toutes les diatomées benthiques (*Cocconeis* spp., *Delphineis karstenii*, *Diplomenora*, *Gyrosigma macrum*, *Surirella fastuosa* var. *fastuosa*, *Trachyneis aspera*) ou tychoplantoniques (*Biddulphia alternans* et *Paralia sulcata*) sont comprises dans le groupe I, donc positives sur l'axe F1 (figures III.8 à III.11). Or, ces diatomées retracent le phénomène d'advection de particules depuis la côte jusqu'aux sites de carottage situés plus au large (Blasco et al., 1980 ; Patterson et al., 2013). L'évolution parallèle des diatomées benthiques et des espèces d'eaux douces dans des carottes prélevées au Chili (Sánchez et al., 2012) suggère que le ruissellement sur les côtes peut contribuer à l'intensification de l'advection. Une intensification de l'advection par le

ruissellement est également observée dans d'autres milieux (Chang et al., 2013). Notre zone d'étude ne permet pas de vérifier cette hypothèse sur la base des diatomées d'eaux douces car les côtes péruviennes sont arides et défavorables à ces espèces. Si les microfossiles continentaux ne sont pas présents dans nos échantillons, des études sédimentologiques démontrent que les événements El Niño les plus intenses peuvent provoquer des dépôts de crue sur le continent (Beresford-Jones et al., 2009 ; Vargas et al., 2006) et des apports terrigènes depuis les côtes péruviennes jusqu'au milieu marin profond (Rein et al., 2004). Ces premières données suggèrent que le groupe I se dépose sous des conditions humides, probablement causées par des événements El Niño de grande ampleur.

De plus, les taxons principaux du groupe méroplanctonique (*Actinocyclus* spp., *Actinoptychus* spp., *Asteromphalus* spp., *Coscinodiscus* spp., *Thalassiosira pacifica* et *T. simonsenii*) sont systématiquement représentés dans le groupe I (figures III.8 à III.11). Les diatomées méroplanctoniques se développent dans des eaux riches à modérément riches en nutriments (Romero et al., 2002) et sont donc observées essentiellement en-dehors des cellules d'upwelling (Rivera, 1981 ; Hasle et Syvertsen, 1996). Or, ces cellules d'upwelling sont restreintes à une étroite frange côtière lors des événements El Niño (Barber et Chavez, 1986). Dans ce contexte, les sites de carottage se trouvent en-dehors des eaux riches en nutriments, ce qui favorise le développement des diatomées méroplanctoniques (Avaria et Muñoz, 1987). La présence de diatomées méroplanctoniques suggère que le groupe I se dépose sous des conditions de productivité réduite, probablement causées par des événements El Niño.

La diminution des apports en nutriments indiquée par les diatomées méroplanctoniques est défavorable aux taxons d'upwelling. Cette information pourrait sembler contradictoire avec l'observation systématique de *Thalassionema nitzschioides* var. *nitzschioides*, *T. nitzschioides* var. *inflata* et *T. nitzschioides* var. *capitulata* (figures III.8 à III.11), qui ont préalablement été observées dans les zones d'upwelling côtier (Blasco, 1971 ; Koning et al., 2001 ; Margalef, 1978), dans le groupe I. Ces espèces font cependant partie des diatomées dominantes dans l'Océan Pacifique équatorial (Jousé et al., 1971). Or, une partie des eaux équatoriales est advectée vers le Sud le long des côtes sud-américaines (Lukas, 1986). Ces eaux équatoriales sont ainsi observées plus au Sud lors des événements El Niño (Huyer et al., 1991) et se maintiennent le long des côtes sud-américaines. Le retrait de la cellule d'upwelling vers les côtes péruviennes lors de ces événements favorise l'advection des eaux équatoriales vers la marge (Avaria et Muñoz, 1987 ; Barber et Chavez, 1986). D'après Abrantes et al. (2007), *Thalassionema nitzschioides* var. *nitzschioides* fait partie des espèces advectées avec les eaux équatoriales. L'ACP que nous avons réalisée ne classe donc pas *T. nitzschioides* var. *nitzschioides* avec les espèces d'upwelling mais avec les espèces équatoriales (Abrantes et al., 2007).

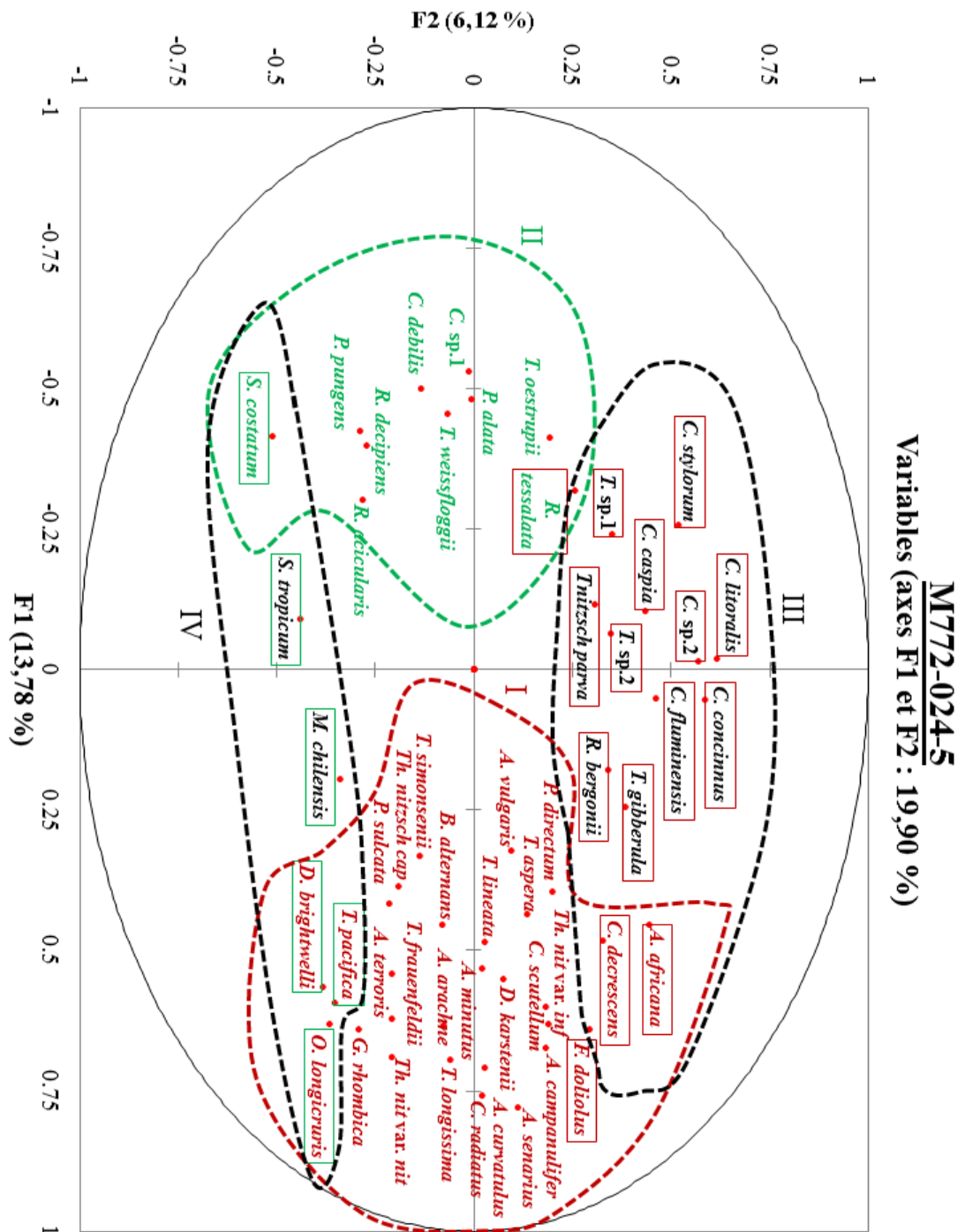


Figure III.8: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte pilote M772-024-5 (11°S). F2 en fonction de F1.

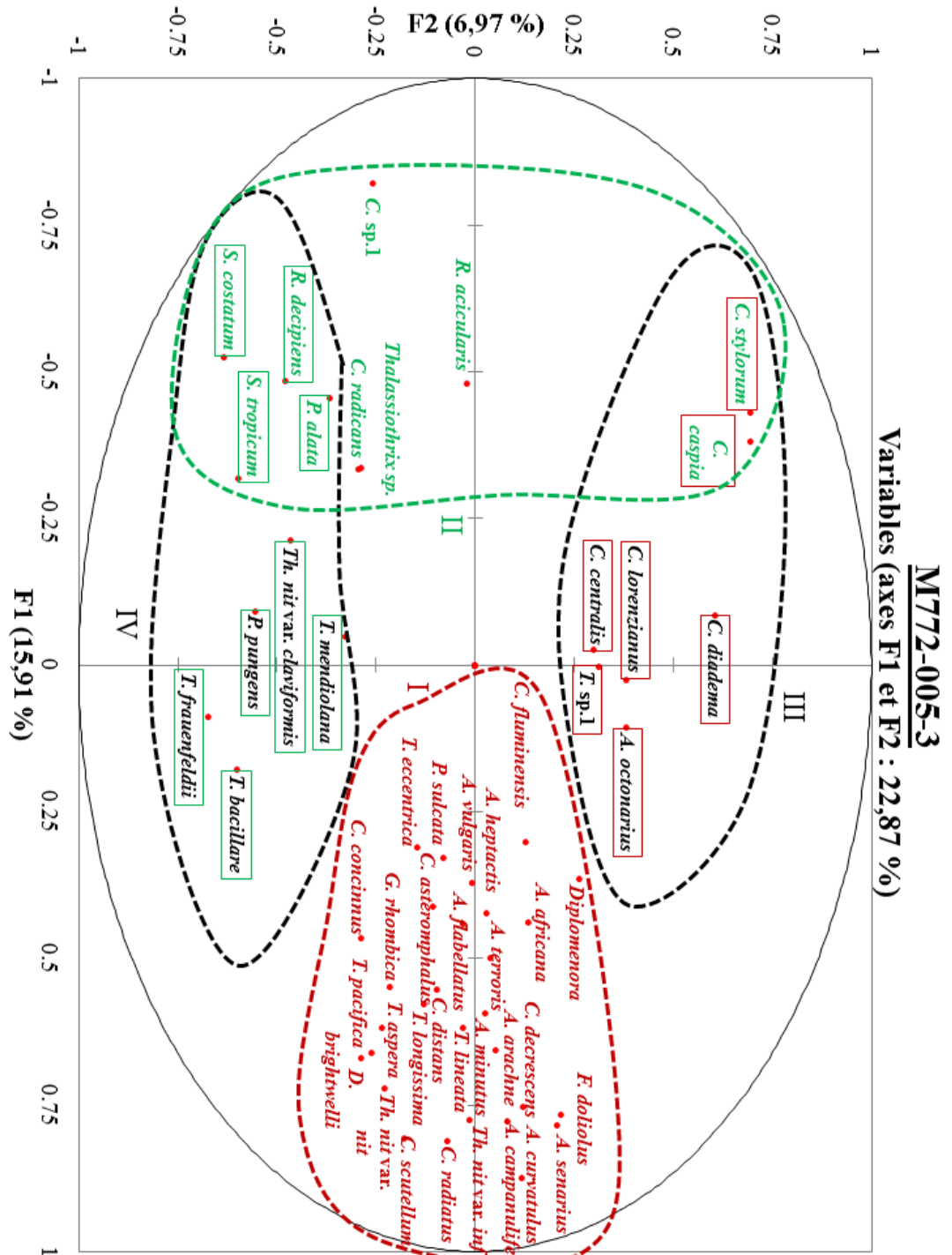


Figure III.9: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte pilote M772-005-3 (12°S). F2 en fonction de F1.

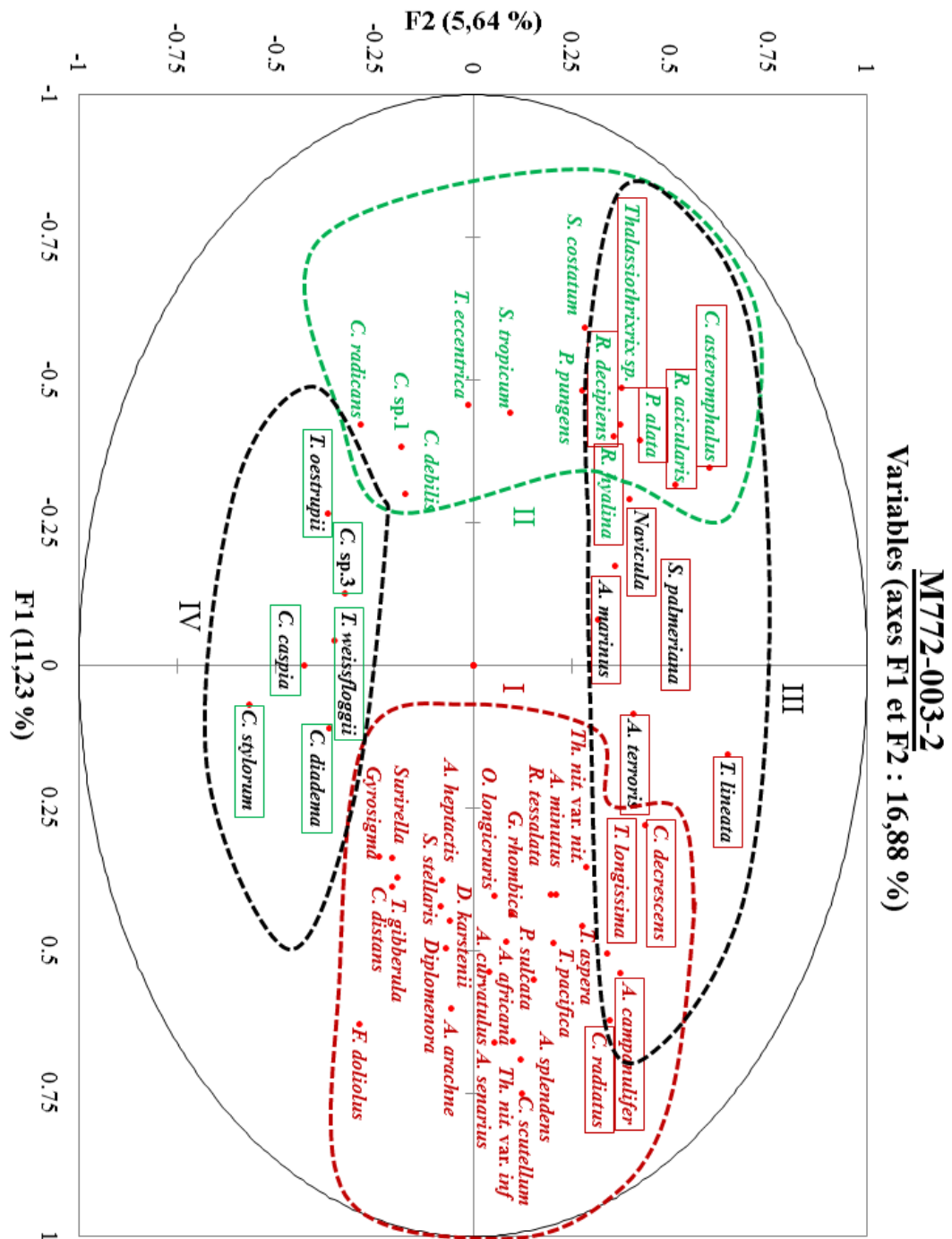
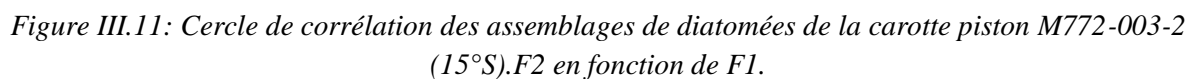


Figure III.10: Cercle de corrélation des assemblages de diatomées de la carotte pilote M772-003-2 (15°S). F2 en fonction de F1.



L'advection de diatomées équatoriales est confirmée par la présence d'*Azpeitia* spp. et de *Fragilariopsis doliolus* (figures III.8 à III.11), qui sont des taxons typiques de l'Océan Pacifique équatorial (Jousé et al., 1971 ; Muhina, 1971). En outre, d'autres taxons inféodés à l'océan ouvert subtropical sont parfois présents dans le groupe I : *Odontella longicruris* (figures III.8 et III.10), *Planktoniella sol* (figure III.11), *Roperia tessalata* (figure III.10), *Stellarima stellaris* (figure III.10), *Thalassiosira eccentrica* (figure III.9), *T. leptopus* (figure III.11) et *T. lineata* (figure III.9), *Thalassiothrix longissima* (figures III. 8 à III.11) et *T. gibberula* (figure III.10). Cependant, les autres traceurs des eaux équatoriales (*Alveus marinus*, *Nitzschia* spp., *Rhizosolenia bergonii*, et *Thalassionema nitzschioides* var. *parva*) sont systématiquement dispersés dans les autres groupes (figures III.8 à III.11). Cette dispersion des espèces d'eaux chaudes suggère que l'advection des eaux équatoriales n'est pas le facteur principal de contrôle du groupe I.

Conclusions pour le groupe I

Le groupe I, situé du **côté positif de l'axe F1**, rassemble les **diatomées benthiques, méroplanctoniques** et certains taxons d'océan ouvert subtropical. Les diatomées méroplanctoniques et subtropicales, qui ont besoin de peu de nutriments, suggèrent que **le pôle positif de F1 correspond à des conditions peu productives**. Les diatomées benthiques indiquent que des valeurs positives de F1 représentent des **conditions humides sur les côtes péruviennes**. De telles conditions se rencontrent lors des **événements El Niño**, au cours desquels les apports en nutriments sont réduits.

III.2.2.b.2. Groupe II

Chaetoceros sp.1, *C. debilis*, *C. didymus* et *C. radicans*, *Proboscia alata*, *Pseudonitzschia pungens*, *Rhizosolenia acicularis*, *R. decipiens* et *R. hyalina* et *Skeletonema costatum* sont inclus systématiquement dans le groupe II (figures III.8 à III.11). *Chaetoceros* spp. et *S. costatum* sont des taxons formant des blooms, essentiellement au printemps austral dans notre zone d'étude (Brodie et Kemp, 1994 ; Bull et Kemp, 1996). Ces taxons sont présents lorsque les concentrations en nutriments sont suffisantes pour permettre la formation des blooms (Eppley et al., 1979 ; Margalef, 1978). Leur présence suggère donc que le groupe II est inféodé à de fortes concentrations en nutriments, caractéristiques des conditions moyennes dans le PUS (De Mendiola, 1981). L'hypothèse d'un groupe II caractéristique de l'état moyen du PUS est supportée par l'opposition de cet ensemble au groupe I, qui est clairement lié aux conditions moins productives observées au cours des événements El Niño.

Seules quatre espèces de *Chaetoceros* (*C. sp.1*, *C. debilis*, *C. didymus* et *C. radicans*) sont incluses dans le groupe II. *Chaetoceros* sp.1 est morphologiquement proche de *C. debilis* et ne s'en différencie que par l'absence d'ornementation. Les autres espèces (*C. sp.2*, *C. sp. 3*, *C.*

affinis, *C. diadema* et *C. lorenzianus*) sont présentes dans les groupes III (figures III.8, III.9 et III.11) et IV (figures III.10 et III.11). Or, le pourcentage de ces espèces n'évolue pas en phase avec la contribution des autres *Chaetoceros* dans l'upwelling du Benguela (Romero, 2010). De plus, ces taxons sont clairement séparés des autres espèces de *Chaetoceros* dans les classifications faites à partir d'autres enregistrements. *Chaetoceros lorenzianus* figure en particulier dans le groupe des diatomées d'eaux chaudes d'après certaines classifications (Jiang et al., 2014 ; Sánchez et al., 2012). Au contraire, les *Chaetoceros* du groupe II (*C. sp.1*, *C. debilis*, *C. didymus* et *C. radicans*) sont décrits sous des conditions d'upwelling intense (Guillen et al., 1973 ; Hart et Currie, 1960). Ces espèces de *Chaetoceros* sont donc les seules à se développer pendant un épisode d'intensification de l'upwelling. Par conséquent, nous avons choisi de montrer uniquement la somme des quatre espèces de *Chaetoceros* qui figurent dans le groupe II pour retracer l'intensité de l'upwelling.

Les espèces inféodées à l'upwelling devraient contrôler F1 car ce sont celles qui contribuent le plus à la production siliceuse dans le PUS et les autres systèmes d'upwelling côtier (Abrantes, 1988 ; Burkle, 1978 ; Schuette et Schrader, 1981). Ces taxons devraient alors se situer du côté positif de cet axe. Or, ce n'est le cas dans aucune de nos ACP. Au contraire, ce sont les diatomées apparaissant en période de réduction de l'upwelling (groupe I) qui ont un signe positif sur F1. Ceci s'explique d'une part par la dispersion du genre majoritaire (*Chaetoceros* spp.), dont seules quatre espèces contribuent significativement à F1. D'autre part, *Thalassionema nitzschioides*, deuxième taxon le plus abondant de nos enregistrements, se situe systématiquement à l'opposé des *Chaetoceros* d'upwelling sensu stricto. Outre *T. nitzschioides*, le groupe I rassemble un grand nombre de taxons, parmi lesquels plusieurs sont abondants dans nos enregistrements (*Actinopterychus* spp., *Coscinodiscus radiatus*). Au contraire, peu d'espèces sont présentes régulièrement dans le groupe II. Leur cumul a donc un poids statistique inférieur à celui de la somme des diatomées du groupe I.

Pseudonitzschia pungens est considéré dans Abrantes et al. (2007) comme un traceur d'eaux chaudes sur la base de sa concentration dans les régions où les SST sont les plus élevées. De plus, le genre *Pseudonitzschia* est abondant dans le Pacifique équatorial (Hasle, 1959), en particulier dans le Pacifique Est équatorial (Jimenez, 1981 ; Marshall, 1972). Cependant, le genre *Pseudonitzschia* est aussi décrit dans les régions les plus froides de l'Océan Pacifique équatorial (Iriarte et Fryxell, 1995) et, par certains auteurs, dans les mêmes milieux que *Chaetoceros* spp. et *Skeletonema* spp. (Chang et al., 2013 ; Jiang et al., 2014 ; Pitcher et al., 2010 ; Prego et al., 2007). Ces études suggèrent donc une distribution relativement ubiquiste de cette espèce. Sur la base de la littérature et de nos propres résultats, nous proposons que *P. pungens* puisse être observé sous des conditions d'upwelling intense, comme l'indique l'appartenance de cette espèce au même groupe que *Chaetoceros* spp. et *Skeletonema* spp. (figures III.8 à III.11). *P. pungens* est donc un moins bon marqueur d'eaux chaudes qu'*Azpeitia* spp. ou *F. doliolus* dans nos enregistrements.

Les Rhizosoleniaceae des basses latitudes sont généralement décrites comme des diatomées d'eaux chaudes (Romero et al., 2001). En particulier, *Rhizosolenia bergonii* est récurrent dans les

assemblages de l'Océan Pacifique équatorial (Jousé et al., 1971 ; Muhina, 1971). Cette espèce est donc considérée comme un marqueur d'advection des eaux équatoriales vers la marge péruvienne (Abrantes et al., 2007). Or, *R. bergonii* ne figure pas dans notre étude dans le groupe II mais dans le groupe III (figure III.8). Ce résultat suggère que les Rhizosoleniaceae du groupe II sont contrôlées par d'autres facteurs que les SST. D'autres études ont montré que ces diatomées apparaissent dans toutes les zones d'upwelling côtier (Hernández-Becerril, 1995 ; Koning et al., 2001 ; Lange et al., 1998 ; Smith, 2001). Ce groupe taxonomique est notamment observé lors d'épisodes de blooms très marqués conduisant à la formation de tapis sédimentaires très denses (Romero et al., 1999 ; Villareal et Carpenter, 1989). Les Rhizosoleniaceae sont fréquemment associés dans ces niveaux à *Thalassiothrix* spp. et *Coscinodiscus asteromphalus*. Ces trois groupes peuvent être abondants à la base de la zone photique (Bishop et al., 1978 ; Grigorov et al., 2002), et non en surface comme la majorité des diatomées, car ils sont capables de moduler leur flottabilité de manière à atteindre la nutricline lorsque celle-ci est trop éloignée de la surface (Kemp et al., 2000 ; Singler et Villareal, 2005). Ces diatomées font ainsi partie de la « shade flora », qui peut proliférer aux saisons où la nutricline se situe le plus en profondeur (Kemp et al., 2000). Cependant, nos ACP placent les Rhizosoleniaceae, excepté *R. bergonii*, dans un groupe différent des diatomées de « shade flora », qui sont généralement dans le groupe I (figure III.9). Les Rhizosoleniaceae peuvent également se développer au stade précoce de développement de l'upwelling de printemps austral (Schrader et Sorknes, 1991). D'après nos observations, la plupart des Rhizosoleniaceae participe essentiellement au bloom de printemps.

Conclusions pour le groupe II

Le groupe II, situé du **côté négatif de F1**, inclut les **diatomées de l'upwelling de printemps** (*Skeletonema costatum*, *Chaetoceros* sp.1, *C. debilis*, *C. didymus* et *C. radicans*). Les autres espèces présentes (*Pseudonitzschia pungens* et Rhizosoleniaceae) sont observées fréquemment dans les zones d'upwelling. La composition spécifique du groupe II et son opposition au groupe I suggèrent que **le groupe II représente des conditions productives**.

III.2.2.b.3. Groupe III

La majorité des diatomées d'océan ouvert tropical sont observées uniquement dans le groupe III (*A. marinus*, *R. bergonii*, *T. nitzschioides* var. *parva*) ou sont réparties entre les groupes I et III (*Azpeitia africana*, *F. doliolus*, *R. tessalata*, *S. stellaris*, *Thalassiosira lineata*, *Thalassiothrix longissima* et *T. gibberula*). Les espèces caractéristiques du milieu océanique ouvert sont ainsi concentrées du côté positif de l'axe F2, ce qui semble suggérer que l'axe F2 est contrôlé par l'advection de masses d'eaux océaniques vers la plate-forme péruvienne. Les masses d'eaux océaniques se distinguent des eaux circulant sur la plate-forme péruvienne par des températures plus élevées (Wyrtki, 1966). Nous testons donc l'hypothèse d'un contrôle de l'axe F2 par la température.

Le groupe III se caractérise également par la présence du genre *Cyclotella* spp. (figures III.8, III.10 et III.11). Les diatomées de ce taxon, notamment *C. caspia* et *C. striata*, sont typiques des eaux côtières saumâtres (Lange et Syvertsen, 1989). Or, elles ne s’observent jamais dans le groupe I, qui rassemble les diatomées benthiques transportées depuis les côtes péruviennes. La source de *Cyclotella* spp. pourrait donc être différente de celle des diatomées benthiques. Les côtes péruviennes ne montrent que de faibles dessalures car les fleuves qui y débouchent n’ont que de faibles débits (Vörösmarty et al., 1989). En comparaison, les fleuves qui ont leur embouchure sur les côtes de l’Equateur, notamment le Río Guayas, ont un débit bien supérieur (Cucalón, 1983 ; Twilley et al., 2001). Le genre côtier *Cyclotella*, typique des eaux saumâtres, est donc plus abondant à l’embouchure du Río Guayas que sur les côtes péruviennes. Nous proposons ici l’hypothèse d’un transport de *Cyclotella* spp. depuis l’embouchure du Río Guayas jusque vers notre zone d’étude par l’advection de masses d’eaux océaniques vers la plate-forme péruvienne.

Les masses d’eaux du Pacifique Est équatorial sont advectées vers la plate-forme péruvienne lorsque l’upwelling péruvien se réduit (Lukas, 1986). Cette advection est plus intense lorsque les eaux équatoriales sont déviées seulement au niveau des côtes de l’Equateur et circulent vers le Sud le long des côtes sud-américaines (Hayes et al., 1986). Les observations indiquent que le flux est réduit lorsque les eaux équatoriales sont déviées au niveau des îles Galápagos (Hayes et al., 1986). Dans ce contexte, les eaux équatoriales ne parviennent au niveau des côtes sud-américaines qu’au Sud de 6°S (Lukas, 1986). Une réduction du flux d’eaux équatoriales conduit alors à une diminution des températures de surface (Quinn et al., 1987), défavorable aux diatomées d’eaux chaudes (Abrantes et al., 2007), accompagnée d’une réduction du transport de *Cyclotella* spp. vers notre zone d’étude. Cette explication est corroborée par la présence de *Cyclotella* spp. dans le même groupe que les marqueurs d’eaux chaudes indiqués par Abrantes et al. en 2007 (*A. africana*, *F. doliolus*, *R. bergonii*, *T. nitzschoides* var. *parva*).

Conclusions pour le groupe III

Le groupe III, situé du **côté positif de F2**, inclut essentiellement des **diatomées d’océan ouvert subtropical** ainsi que *Cyclotella* spp. Ce dernier témoigne de l’advection de masses d’eaux depuis l’**embouchure du Río Guayas, en Equateur**. Cette hypothèse est corroborée par la présence d’**espèces typiques de l’Océan Pacifique équatorial**. Le groupe III rend compte du phénomène d’**intrusion d’eaux équatoriales** sur la plate-forme péruvienne en réponse à une **contraction de la cellule d’upwelling**.

III.2.2.b.4. Groupe IV et signification de l’axe F2

La description nous permet de vérifier si l’axe F2 dépend de l’advection d’eaux chaudes comme nous en avons posé l’hypothèse sur la base du groupe III. Le groupe IV est opposé au groupe III,

qui rassemble des espèces caractéristiques des eaux chaudes (*A. africana*, *F. doliolus*, *R. bergonii*, *T. nitzschioides* var. *parva*). Si l'axe F2 dépendait de l'advection d'eaux chaudes, le groupe IV devrait rassembler des espèces vivant dans des eaux plus froides que celles favorables aux espèces comprises dans le groupe III. *Thalassionema bacillare* (figure III.9), *T. frauenfeldii* (figures III.9 et III.11), *Thalassiosira leptopus* (figure III.11) et *T. mendiolana* (figure III.9), qui sont considérés comme inféodés aux eaux chaudes (Jiang et al., 2005 ; Pokras et Molino, 1986 ; Romero et al., 2009 ; Treppke et al., 1996), sont pourtant présents dans le groupe IV. De plus, ce groupe inclut *Azpeitia nodulifera* dans la M772-003-2 piston (figure III.11) et *O. longicruris* dans la M772-024-5 (figure III.8). Ces deux espèces, décrites dans l'océan ouvert subtropical (Jiang et al., 2005 ; Koizumi, 2008), constituent un argument supplémentaire en défaveur de l'hypothèse d'un contrôle par les eaux chaudes. En outre, *R. tessalata* et *Thalassiosira oestrupii*, tolérantes aux diminutions de température (Esper et al., 2010 ; Romero et al., 2005), sont positives sur F2 (figures III.8 et III.11) comme certaines diatomées strictement liées aux eaux chaudes (*A. marinus*, *F. doliolus*, *R. bergonii* et *T. nitzschioides* var. *parva*). Les groupes III et IV ne permettent donc pas de déceler d'opposition entre un pôle « eaux froides » et un pôle « eaux chaudes », indiquant que l'axe F2 n'est pas uniquement contrôlé par les SST.

Conclusions pour le groupe IV

Le groupe IV, situé du **côté négatif de F2**, inclut des espèces inféodées aux eaux chaudes (*Thalassionema bacillare* et *T. frauenfeldii*, *Thalassiosira leptopus* et *T. mendiolana*, occasionnellement *Azpeitia nodulifera* et *Odontella longicruris*), ce qui **infirme l'hypothèse d'une opposition entre un pôle positif « chaud » et un pôle négatif « froid » sur F2**. La comparaison des groupes III et IV suggère que **les SST ne contribuent que partiellement à l'axe F2**.

Conclusions des ACP complètes

Les ACP complètes de nos carottes mettent en évidence une répartition des diatomées en **quatre groupes**. La composition de ces groupes dénote un **contrôle de l'axe F1 par la productivité**. Le **pôle positif**, indiqué par le **groupe I**, représente des **conditions peu productives** tandis que le **pôle négatif désigne un contexte plus productif**. Enfin, l'axe F2 semble être défini par l'advection d'eaux équatoriales chaudes mais il est difficile de définir un pôle « froid » et un pôle « chaud ». **F2 n'est donc contrôlé qu'en partie par les SST**.

III.2.2.c. Comparaison avec les données géochimiques

Nous avons réalisé de nouvelles ACP sur les assemblages simplifiés en ajoutant les traceurs géochimiques de productivité (TN et TN/Fe), de température (SST basées sur les alcénones) et du cycle des nutriments ($\delta^{15}\text{N}$). Les mêmes groupes de diatomées sont observés dans les ACP

complètes (figures III.8 à III.11) et simplifiées (III.12 à III.15). Les groupes que nous avons définis dans les paragraphes précédents se conservent si on enlève de l'information et sont donc robustes. La répartition des groupes par rapport à F1 et F2 est également respectée, avec les groupes I et II placés aux extrémités opposées de l'axe F1 et les groupes III et IV répartis le long de l'axe F2. Seul le signe de certains groupes change dans l'ACP simplifiée par rapport à l'ACP complète. Par exemple, le groupe I se trouve du côté positif de F1 sur l'ACP complète de la carotte piston M772-003-2 et du côté négatif de F1 sur l'ACP simplifiée de la même carotte (figure III.15). A l'inverse, le groupe II passe du côté négatif au côté positif de F1 après simplification de l'ACP sur cette carotte (figure III.15). De telles inversions sont probablement dues à la suppression des espèces contribuant à moins de 2% de l'assemblage, les groupes rassemblant un grand nombre de ces espèces contribuant moins à la variabilité des axes que dans l'ACP complète. Dans le cas de la carotte piston M772-003-2, de nombreuses espèces du groupe I, en particulier des diatomées benthiques et des espèces du genre *Coscinodiscus*, ne sont pas prises en compte dans l'ACP simplifiée (figure III.15). La contribution cumulée des espèces du groupe I devient alors inférieure à celle du groupe II. Le groupe II est ainsi le contributeur principal de l'axe F1, ce qui le place du côté positif de cet axe sur l'ACP simplifiée (figure III.15). Malgré ces changements de signe, les axes semblent être contrôlés par les mêmes facteurs sur les ACP complètes et simplifiées. Nous pouvons donc vérifier nos hypothèses sur la signification de ces axes à partir de la position des indices géochimiques sur les ACP simplifiées.

III.2.2.c.1. Indices de productivité et de dénitrification

TN/Fe est placé dans le groupe II sur toutes nos ACP simplifiées (figures III.12, III.13, III.14 et III.15). TN est situé à l'opposé de ce marqueur, i.e. dans le groupe I, sauf dans la carotte pilote M772-005-3, où TN est dans le groupe II (figure III.13). TN a été normalisé avec le fer, qui représente la fraction silicoclastique du sédiment (Agnihotri et al., 2008). Les éléments silicoclastiques sont considérés dans notre zone d'étude comme des proxies anti-corrélés à la productivité (Agnihotri et al., 2008). La fraction silicoclastique est donc plus abondante lorsque la production de matière organique diminue. Cette hypothèse est vérifiée de nos jours, car les événements El Niño conduisent à plus de précipitations sur les côtes péruviennes (Vargas et al., 2006) et à une réduction de la productivité (Pennington et al., 2006). Les événements La Niña et les conditions moyennes se manifestent au contraire par des conditions arides sur les côtes péruviennes et par une production biologique intense dans le système d'upwelling. TN/Fe est en outre systématiquement opposé aux diatomées benthiques, qui sont transportées vers le site d'étude en même temps que les éléments silicoclastiques, i.e. lorsque le climat est humide. Ces résultats suggèrent que TN/Fe est un meilleur proxy de productivité que le TN brut.

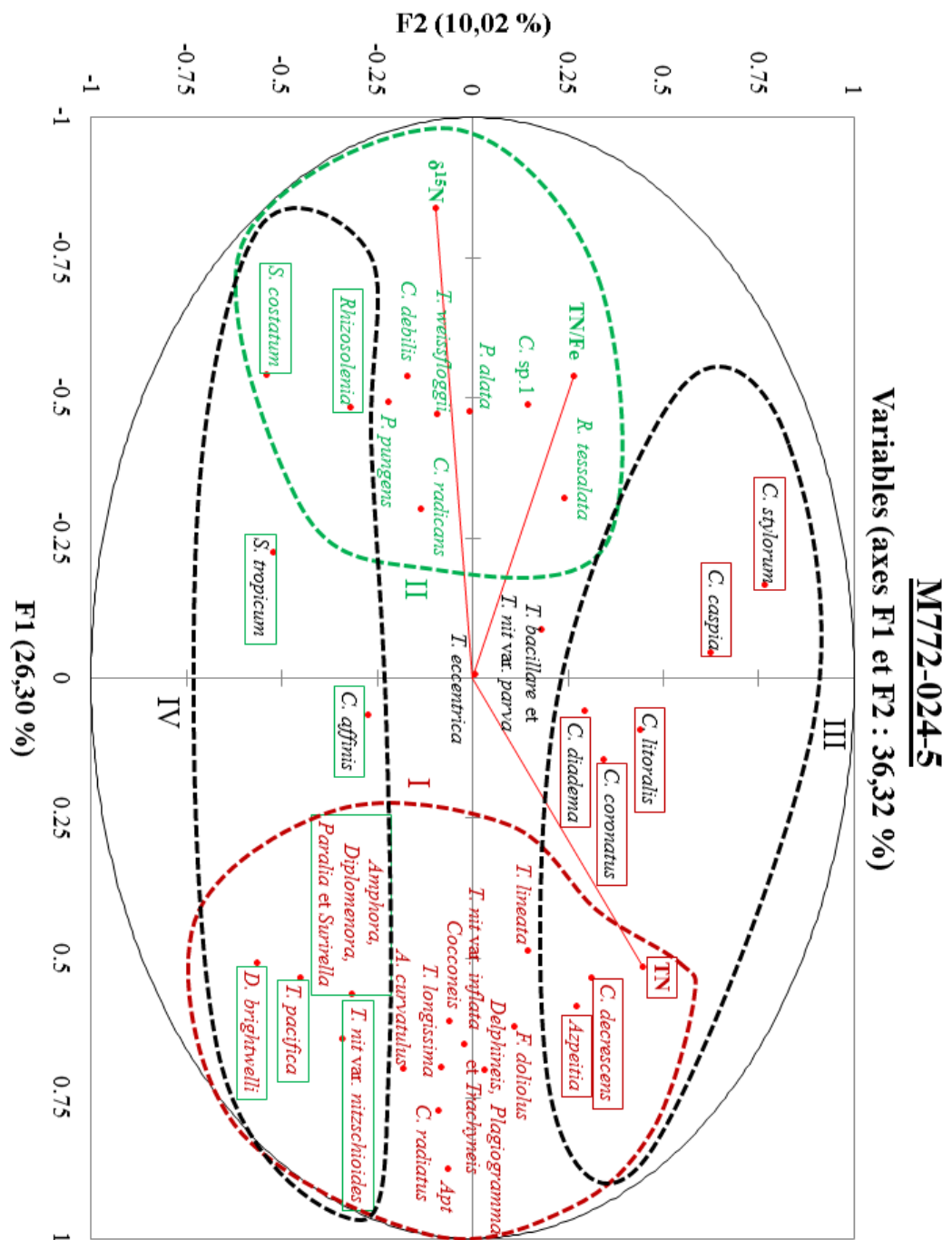


Figure III.12: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-024-5 (11°S). F2 en fonction de F1.

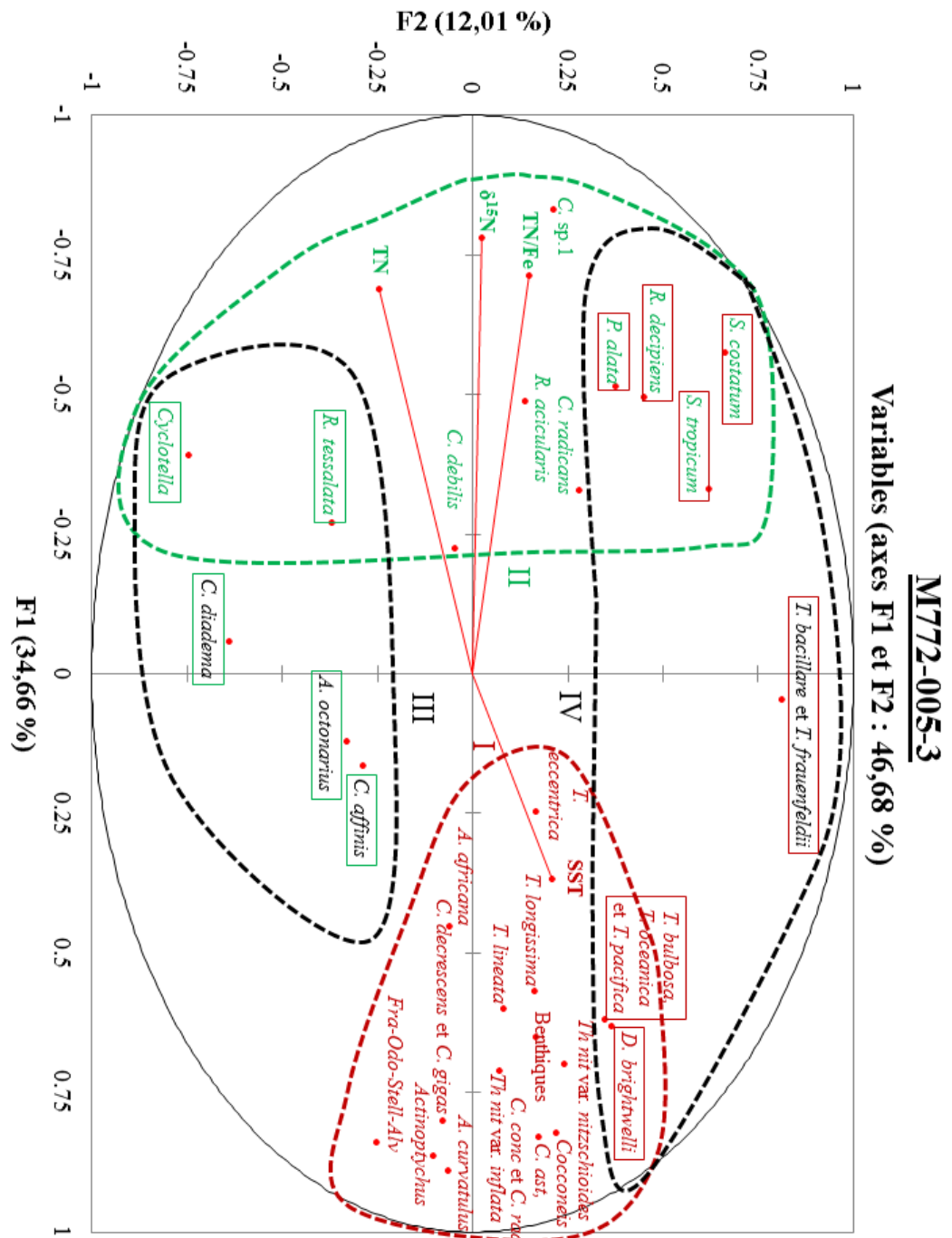


Figure III.13: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-005-3 (12°S). F2 en fonction de F1.

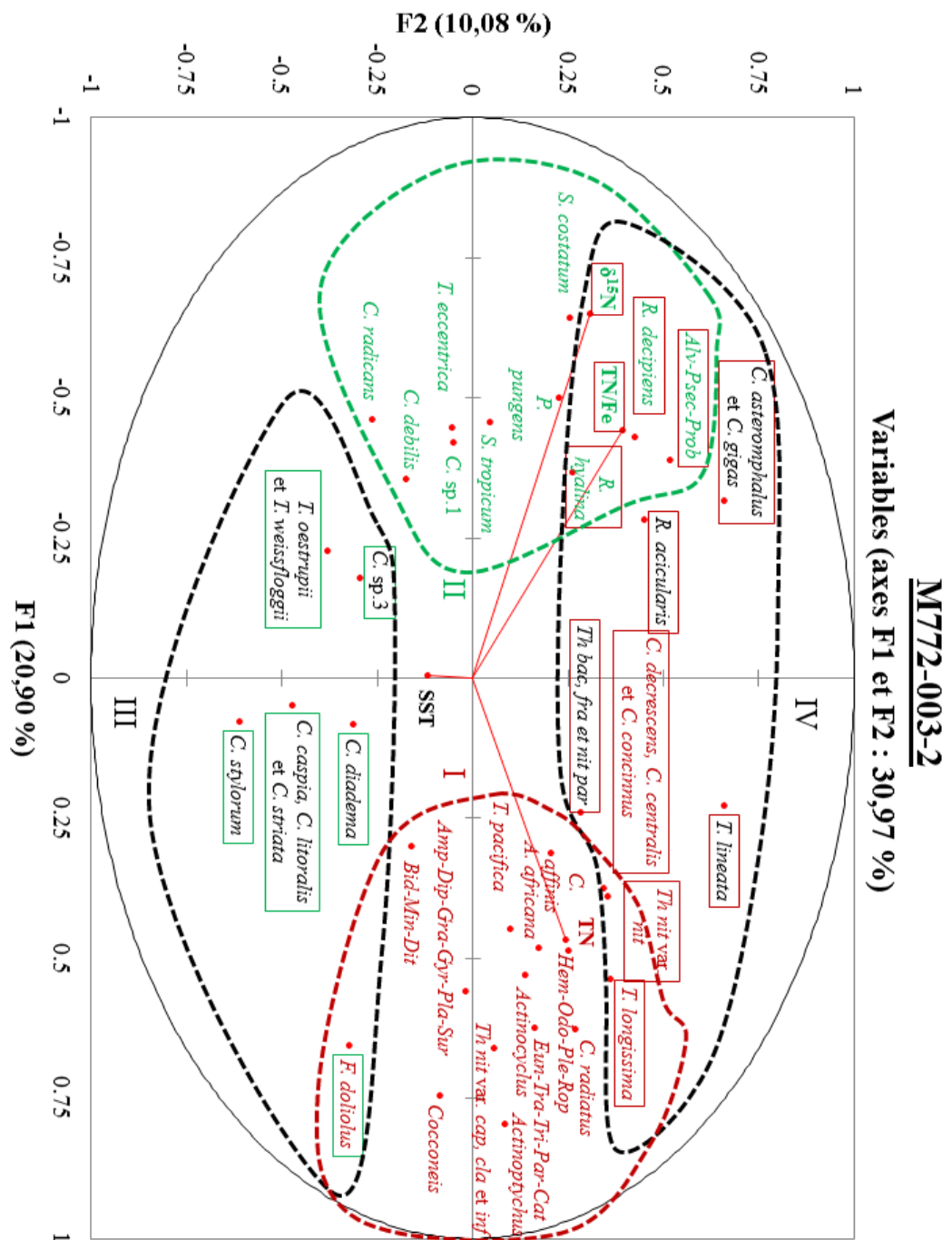
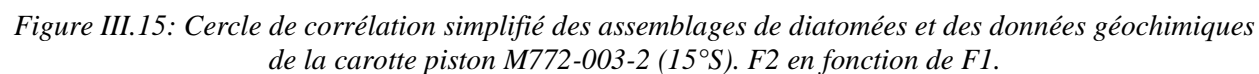
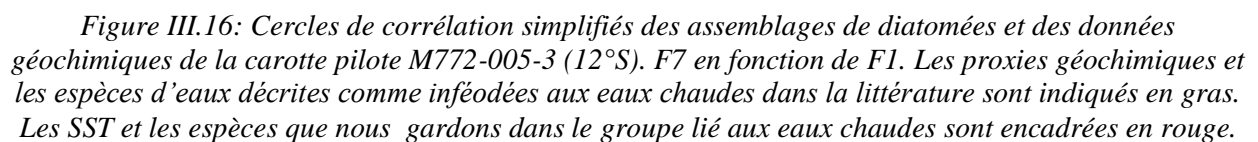


Figure III.14: Cercle de corrélation simplifié des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-003-2 (15°S). F2 en fonction de F1.





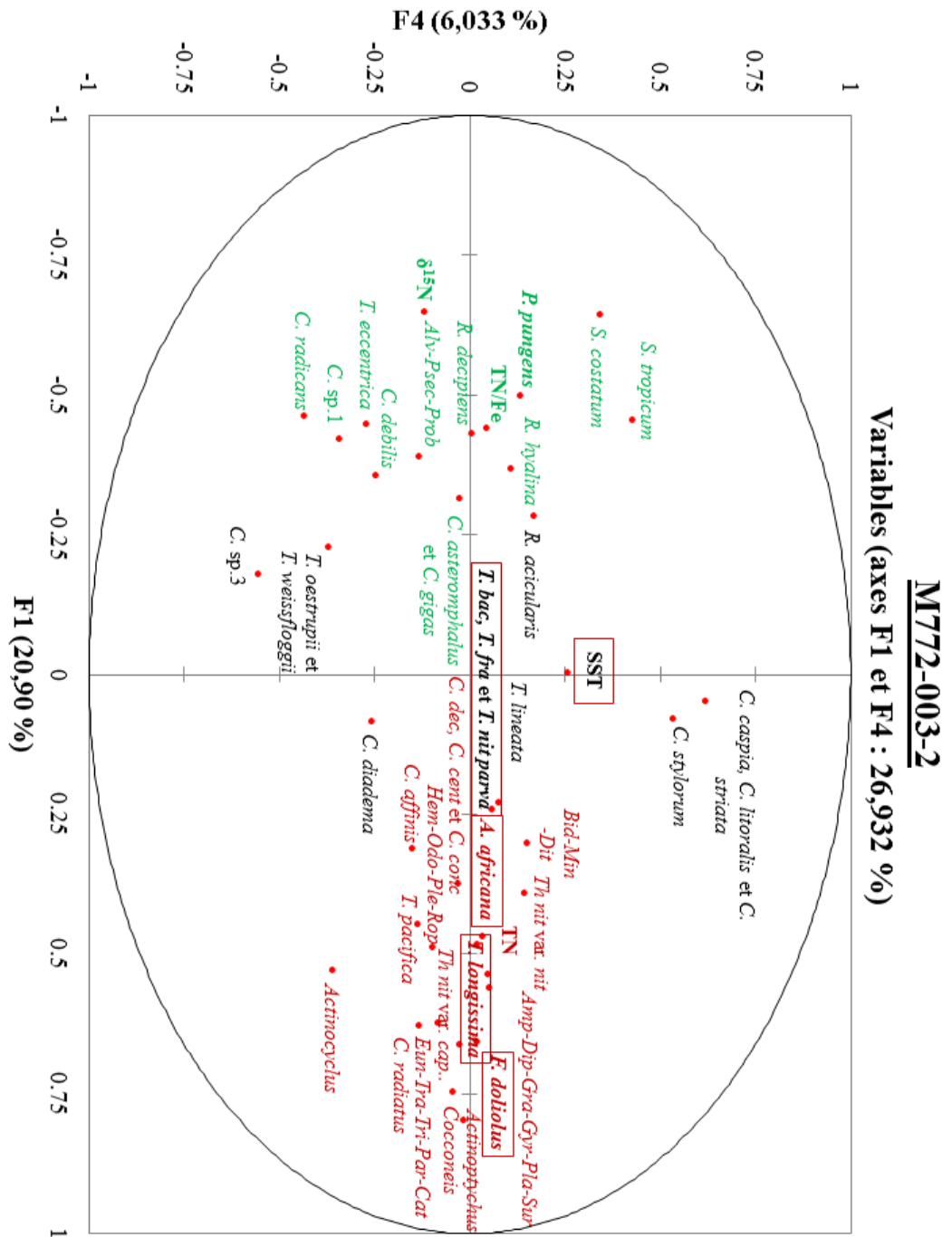


Figure III.17: Cercles de corrélation simplifiés des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte pilote M772-003-2 (15°S). F4 en fonction de F1. Les proxies géochimiques et les espèces d'eaux décrites comme inféodées aux eaux chaudes dans la littérature sont indiqués en gras. Les SST et les espèces que nous gardons dans le groupe lié aux eaux chaudes sont encadrées en rouge.

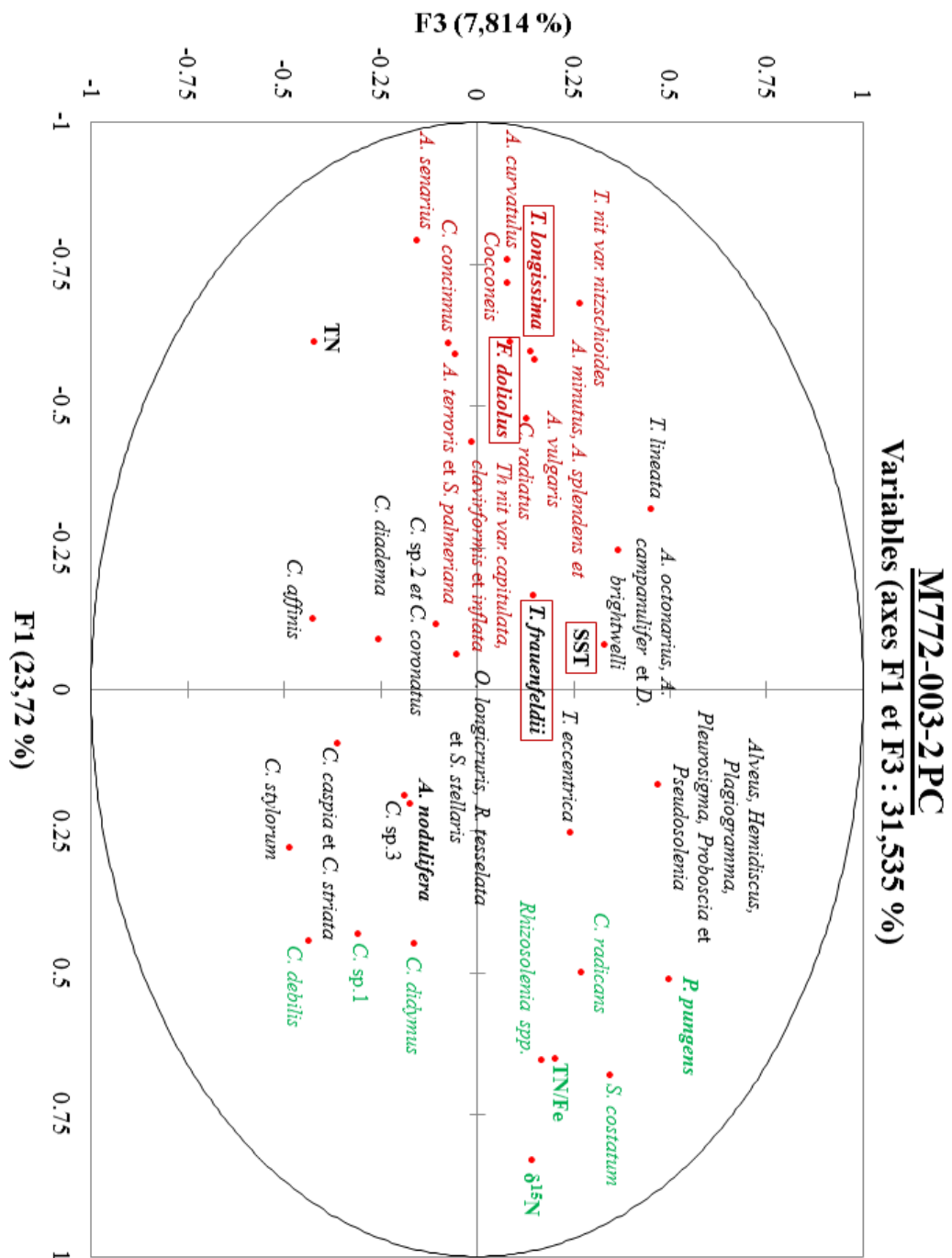


Figure III.18: Cercles de corrélation simplifiés des assemblages de diatomées et des données géochimiques de la carotte piston M772-003-2 (15°S). F3 en fonction de F1. Les proxies géochimiques et les espèces d'eaux décrites comme inféodées aux eaux chaudes dans la littérature sont indiqués en gras. Les SST et les espèces que nous gardons dans le groupe lié aux eaux chaudes sont encadrées en rouge.

A l'image de TN/Fe, le $\delta^{15}\text{N}$ est placé systématiquement dans le groupe II (figures III.12 à III.15), ce qui signifie que les valeurs isotopiques les plus lourdes sont observées dans les sédiments dominés par les diatomées d'upwelling. Si la zone d'étude était limitée en fer, le $\delta^{15}\text{N}$ serait plus élevé sous des conditions de réduction de l'upwelling. Les apports en nitrates seraient alors suffisamment faibles pour que l'utilisation de ces nutriments soit complète. Or, le $\delta^{15}\text{N}$ est plus élevé dans nos ACP lorsque la productivité (représentée par TN/Fe) augmente, ce qui permet de réfuter l'hypothèse d'un contrôle de la production biologique par les concentrations en fer. En outre, la marge péruvienne est suffisamment riche en fer pour que cet élément ne soit pas limitant (Bruland et al., 2005). Notre zone d'étude fait partie d'une OMZ, où les eaux de subsurface sont le siège de la dénitrification (Liu et Kaplan, 1989). Il en résulte un enrichissement isotopique qui est également observé dans le sédiment (Liu, 1979). Le $\delta^{15}\text{N}$ des sédiments de la marge péruvienne représente ainsi un bon enregistrement de la dénitrification dans l'OMZ. La dénitrification est d'autant plus intense que le déficit en oxygène est marqué (Gruber and Sarmiento, 1997) donc les indices de dénitrification sont utilisés pour retracer les variations passées de l'intensité des OMZ (Agnihotri et al., 2006, 2008 ; Altabet et al., 1995).

L'intensité d'une OMZ peut être contrôlée par la production exportée locale (Altabet et al., 1995) ou par la ventilation des eaux de subsurface (Deutsch et al., 2006). A l'échelle interannuelle, la productivité est le facteur principal de contrôle de l'oxygénation (Brandes et al., 1998). Plus l'upwelling est intense, plus la production primaire est forte, plus le flux de matière organique vers les eaux de subsurface est marqué (Codispoti, 1986). Il en résulte une intensification du processus de respiration. La consommation d'oxygène s'accroît alors dans les eaux de subsurface, ce qui accentue le déficit en oxygène dans l'OMZ. A l'inverse, une réduction de la productivité ralentit le processus de respiration, ce qui permet une augmentation de la concentration en oxygène dans l'OMZ. Ainsi, la réduction des apports en nutriments dans les eaux de surface lors des événements El Niño (Huyer et al., 1987) provoque une réoxygénation des eaux de subsurface (Gutiérrez et al., 2008). L'hypothèse d'un contrôle de l'intensité de l'OMZ par la productivité est corroborée par la corrélation positive entre le $\delta^{15}\text{N}$ et le rapport TN/Fe (figures III.12 à III.15). Cette corrélation positive s'observe également dans la carotte piston M772-003-2 (figure III.15), ce qui désigne la productivité comme facteur principal de contrôle de l'intensité de l'OMZ sur des échelles de temps plus longues, au moins au cours des derniers millénaires.

III.2.2.c.2. Températures de surface

Les SST sont anti-corrélées aux proxies de productivité (figures III.13 à III.15). Or, les SST diminuent lorsque l'upwelling s'intensifie. Néanmoins, le coefficient de corrélation entre les SST et TN/Fe est faible (-0,245 pour la carotte pilote M772-005-3, -0,270 pour la carotte pilote M772-003-2 et -0,056 pour la carotte piston M772-003-2). Abrantes et al. (2007) indiquent également

de faibles coefficients de corrélation entre les SST et la productivité sur la façade Ouest de l'Amérique du Sud. L'intensité de l'upwelling n'est donc pas le seul paramètre contrôlant les SST dans notre zone d'étude. Cette conclusion est confirmée par les faibles scores des SST sur F1 comparés à ceux de TN/Fe, marqueur de productivité (figures III.13 à III.15). Les scores des SST sur F2 sont supérieurs à leurs scores sur F1 excepté sur la carotte M72-005-3 (figure III.13) mais ces scores restent modérés (inférieurs à 0,5). L'axe F2 n'est probablement pas celui qui reflète le mieux les variations des SST. Nous avons représenté les cercles de corrélation composés de F1 et des axes auxquels les SST contribuent le plus afin de décrire comment les diatomées sont réparties par rapport aux températures. Ce travail n'a pas été fait sur la carotte pilote M772-024-5, sur laquelle nous n'avons pas reconstitué les SST. L'objectif est notamment d'affiner notre compréhension du groupe des diatomées d'eaux chaudes défini par Abrantes et al. (2007), Koizumi (2008) et Koizumi et al. (2004) afin de l'adapter à notre zone d'étude. Les axes présentés sont sélectionnés uniquement si la contribution des SST est supérieure à celle des autres proxies géochimiques. Nous évitons ainsi que les conclusions soient biaisées par une forte contribution de paramètres autres que les SST. La contribution des SST à la variance est maximale pour les axes 5, 7 et 8 (M772-005-3), 4, 5, 6, 7 et 11 (M772-003-2 pilote) et 3, 4, 6 et 9 (M772-003-2 piston).

Azpeitia spp., *F. doliolus*, *Thalassiothrix longissima*, *Thalassionema bacillare*, *T. frauenfeldii* et *T. nitzschioides* var. *parva*) occupent des positions proches les unes des autres sur les plans F1-F7 (M772-005-3, figure III.16), F1-F4 (M772-003-2 pilote, figure III.17) et F1-F3 (M772-003-2 piston, figure III.18). Ces taxons sont donc bien corrélés entre eux sur les axes F7, F4 et F3, ce qui confirme que ces diatomées peuvent être rassemblées dans un même groupe écologique. De plus, ces taxons prennent des valeurs de même signe que les SST sur les axes F7, F4 et F3 (figures III.16 à III.18), suggérant que les facteurs F7, F4 et F3 font varier ces espèces en phase avec les SST. Nous proposons donc de rassembler ces diatomées dans un groupe inféodé aux eaux chaudes. Seule la carotte piston M772-003-2 présente *Azpeitia nodulifera* à part (figure III.18), ce qui nous conduit à exclure cette espèce du groupe des diatomées d'eaux chaudes pour cette carotte. Néanmoins, l'angle entre les SST et les diatomées, souvent proche de 90° (figures III.17 et III.18), indique de faibles coefficients de corrélation entre ces paramètres. Ces faibles corrélations peuvent résulter de la dispersion des variations dues aux SST sur plusieurs facteurs. Chacun des facteurs considérés est également contrôlé par d'autres paramètres sur lesquels nous ne disposons pas d'informations, ce qui atténue l'impact des SST sur les assemblages de diatomées. De plus, *A. africana*, *F. doliolus* et *T. longissima* sont fortement contrôlées par l'axe F1 contrairement aux *Thalassionema* (*T. bacillare*, *T. frauenfeldii* et *T. nitzschioides* var. *parva*) et aux SST (figures III.16 à III.18). Le contrôle exercé par les SST est donc faible en comparaison de celui exercé par la productivité, ce qui contribue à atténuer l'impact des SST sur la microflore siliceuse. Enfin, *P. pungens* ne présente jamais de scores similaires aux SST et aux diatomées d'eaux chaudes sur les ACP (figures III.16 à III.18), ce qui nous permet d'exclure cette espèce du groupe de diatomées indicatrices d'eaux chaudes présenté par Abrantes et al. (2007).

Conclusions des ACP simplifiées

Le facteur prépondérant est l'**intensité de l'upwelling**. Ce paramètre contrôle les variations des diatomées d'upwelling d'une part et des diatomées benthiques et méroplanctoniques d'autre part. Le second paramètre est la **température de surface (SST)**, qui dépend de l'intensité de l'**advection d'eaux chaudes** vers le site d'étude et seulement partiellement de l'intensité de l'upwelling. Seuls six taxons (*Azpeitia* spp., *Fragilariopsis doliolus*, *Thalassionema bacillare*, *T. frauenfeldii*, *T. nitzschioides* var. *parva* et *Thalassiothrix longissima*) parmi ceux décrits dans les publications précédentes comme **typiques des eaux équatoriales** (Abrantes et al., 2007 ; Koizumi et al., 2004 ; Koizumi, 2008) sont considérés comme **représentatifs des SST** dans nos enregistrements. Leur somme sera considérée dans la suite de ce manuscrit comme un **indice de température**. Enfin, les similitudes entre l'ACP de la carotte piston et celles des carottes pilotes montrent que **les groupes définis dans ce chapitre sont transposables aux enregistrements plus longs**, couvrant l'Holocène supérieur.

III.2.3. Réponse des diatomées aux variations de la productivité et de l'hydrologie au cours du dernier millénaire

Le PUS fait partie des régions les plus sensibles aux variations de type ENSO. Un événement El Niño y provoque en effet une réduction de l'upwelling, une anomalie positive des SST (Philander, 1990), une augmentation de l'oxygénation en subsurface (Gutiérrez et al., 2008) ainsi qu'une augmentation des précipitations lorsque l'intensité de l'événement est suffisante (Wells, 1990). C'est ainsi l'ensemble des paramètres écologiques du PUS qui varie en réponse aux événements El Niño. Une diminution de la biomasse phytoplanctonique et une modification des assemblages (Cowles et al., 1977), qui impactent potentiellement les populations de poissons (Tam et al., 2008), résultent de ces événements. Des répercussions potentielles sur l'activité de pêche ont donc motivé des études sur la réponse des organismes marins du PUS aux variations de type ENSO (Echevin et al., 2008 ; Espinoza et Bertrand, 2008). Les diatomées sont les organismes phytoplanctoniques les plus abondants dans le PUS quelle que soit la saison, même si la contribution d'autres groupes phytoplanctoniques comme les coccolithophoridés augmente en été austral (De Mendiola, 1981). Les diatomées présentent l'avantage d'avoir des exigences écologiques bien connues (Hasle et Syvertsen, 1996) et d'être bien conservées dans les sédiments. Ces organismes permettent donc de retracer les variations du PUS en réponse aux changements climatiques passés.

L'abondance totale des diatomées a notamment été utilisée comme marqueur de la productivité dans le PUS (Gutiérrez et al., 2009), sachant que les diatomées sont plus abondantes lorsque

l'upwelling est intense (Cowles et al., 1977) et l'apport en nutriments (acide silicique entre autres) accru. D'après les données d'abondance totale des diatomées, le dernier millénaire peut être divisé en trois périodes : la MWP dominée par des conditions productives, le LIA moins productif et la CWP marquée par une recrudescence de la productivité (Gutiérrez et al., 2009). Cependant, Gutiérrez et al. (2009) ne tiennent pas compte des changements de composition des assemblages, qui peuvent être aussi déterminants pour les producteurs secondaires que la biomasse totale (Tam et al., 2008). L'étude de la composition des assemblages actuels (Abrantes et al., 2007) et fossiles (De Vries et Schrader, 1981) a mis en exergue le rôle déterminant de facteurs autres que la productivité sur le contrôle des assemblages de diatomées. Certaines espèces semblent par exemple dépendre des températures (diatomées équatoriales : Abrantes et al., 2007) ou de l'advection latérale (diatomées benthiques : Patterson et al., 2013). L'étude des assemblages de diatomées permet donc d'étudier l'ensemble des paramètres qui contrôlent le PUS. Nous avons donc analysé les assemblages des carottes pilotes, qui couvrent le dernier millénaire, en descendant à l'échelle de l'espèce. L'objectif est d'étudier les variations des assemblages de diatomées afin d'en déduire les fluctuations de paramètres tels que l'intensité de l'upwelling, les températures ou les apports continentaux en réponse aux changements climatiques pluri-annuels à centennaux. Cette analyse micropaléontologique a été menée en complément de l'étude multi-proxies qui fait l'objet de la partie III.1 de ce manuscrit (Fleury et al., en révision à QSR).

III.2.3.a. Variations de la productivité au cours du dernier millénaire

L'abondance totale des diatomées permet de diviser le dernier millénaire en trois parties distinctes. Toutes les carottes montrent une abondance totale moyenne de 150 millions de valves/g de sédiment sec entre 150 et 600 ans BP (1350-1800 AD) contre 200 millions de valves au cours des derniers 150 ans (figures III.19.a, III.20.a et III.21.a). Enfin, la carotte M772-003-2, plus longue, enregistre une abondance totale moyenne de 250 millions de valves/g de sédiment sec entre 600 et 1000 ans BP (950-1350 AD) (figure III.21.a). La production siliceuse a ainsi été maximale entre 600 et 1000 ans BP, minimale de 150 à 600 ans BP puis a augmenté de nouveau au cours des derniers 150 ans. Nous remarquons que l'abondance totale des diatomées atteint des valeurs moyennes équivalentes dans les trois carottes au cours des derniers 450 ans. Les carottes pilotes se situent pourtant dans des cellules d'upwelling distinctes. Les valeurs similaires enregistrées indiquent que le système d'upwelling a répondu de manière homogène aux variations climatiques. Cette hypothèse est confirmée par des flux de diatomées et de carbone organique similaires dans la baie de Callao (12°S) à ceux de la baie de Pisco (15°S) (Gutiérrez et al., 2009).

De nombreuses carottes sédimentaires des marges péruvienne et chilienne montrent une division vers 120-150 ans BP (1800-1830 AD) entre une période peu productive et une période plus

récente et productive (Diaz-Ochoa et al., 2011 ; Vargas et al., 2007). Cette rupture des conditions de sédimentation au début du XIX^{ème} siècle est généralement interprétée comme marquant la fin du LIA et le début de la CWP. De plus, la période antérieure à 600 ans BP apparaît également productive sur des enregistrements géographiquement proches des carottes pilotes M772-005-3 et M772-003-2 (Gutiérrez et al., 2009). Nous interprétons la rupture la plus ancienne (600 ans BP) comme la transition de la MWP au LIA car la majorité des enregistrements de la marge péruvienne et d'Amérique situent le début du LIA autour de 500-600 ans BP (Graumlich, 1993 ; Kanner et al., 2013 ; Thompson et al., 2006 ; Viana et al., 2014).

Les valeurs prises par le facteur F1 (figures III.19.b, III.20.b et III.21.b) présentent des variations opposées à celles de l'abondance totale des diatomées sur toutes les carottes. Sur la base de cette observation, nous considérons que des valeurs négatives (représentées en vert) reflètent des conditions productives tandis que des valeurs positives (indiquées en rouge) représentent des conditions peu productives, en accord avec les ACP du chapitre III.2.2 de ce manuscrit. Le facteur 1 prend des valeurs négatives au cours de la MWP (figure III.21.b), à l'exception de la période entre 900 et 1000 ans BP (950-1050 AD). Les valeurs de F1 sont positives pendant le LIA, sauf pendant des intervalles de courte durée et marqués également par des pics d'abondance totale des diatomées. Enfin, la CWP se matérialise par des valeurs négatives de F1, à l'exception d'une excursion positive dans les échantillons les plus récents de l'enregistrement. Notre enregistrement indique donc un maximum de production par les diatomées pendant la MWP, un minimum au LIA et une augmentation de cette production pendant la CWP.

La somme des pourcentages de spores de *Chaetoceros* du groupe II (*Chaetoceros* sp.1, *C. debilis* et *C. radicans*) est anti-corrélée aux valeurs prises par le facteur 1 (figures III.19.d, III.20.e et III.21.e). *Chaetoceros didymus* n'apparaît pas dans les carottes pilotes donc cette espèce n'est pas incluse dans la somme des spores de *Chaetoceros* du groupe II. Cette somme atteint ses valeurs maximales pendant la MWP (figure III.21.e) puis diminue au LIA (figures III.19.d, III.20.e et III.21.e) avant d'augmenter pendant la CWP. L'intensité de l'upwelling est donc maximale pendant la MWP, minimale au LIA puis augmente à nouveau pendant la CWP. Les spores de *Chaetoceros* représentent au moins un quart de l'assemblage sur l'ensemble de l'enregistrement, suggérant que l'upwelling est toujours actif au niveau de nos sites de carottage. Nous remarquons en outre que ces espèces de *Chaetoceros* contribuent de moins en moins à l'assemblage total vers le Sud : leur pourcentage varie de 15 à 55% dans la carotte M772-003-2 (15°S) et de 20 à 70% dans les deux autres carottes pilotes. Cependant, la carotte la plus méridionale présente des abondances totales de diatomées égales à celles observées plus au Nord (cette étude). De plus, les flux de diatomées et de carbone organique sont identiques entre ces deux cellules d'upwelling (Gutiérrez et al., 2009). Une production siliceuse et une production totale aussi intenses à 15°S que plus au Nord suggèrent donc que la contribution des *Chaetoceros* diminue vers le Sud en raison d'une augmentation du pourcentage d'une autre espèce d'upwelling.

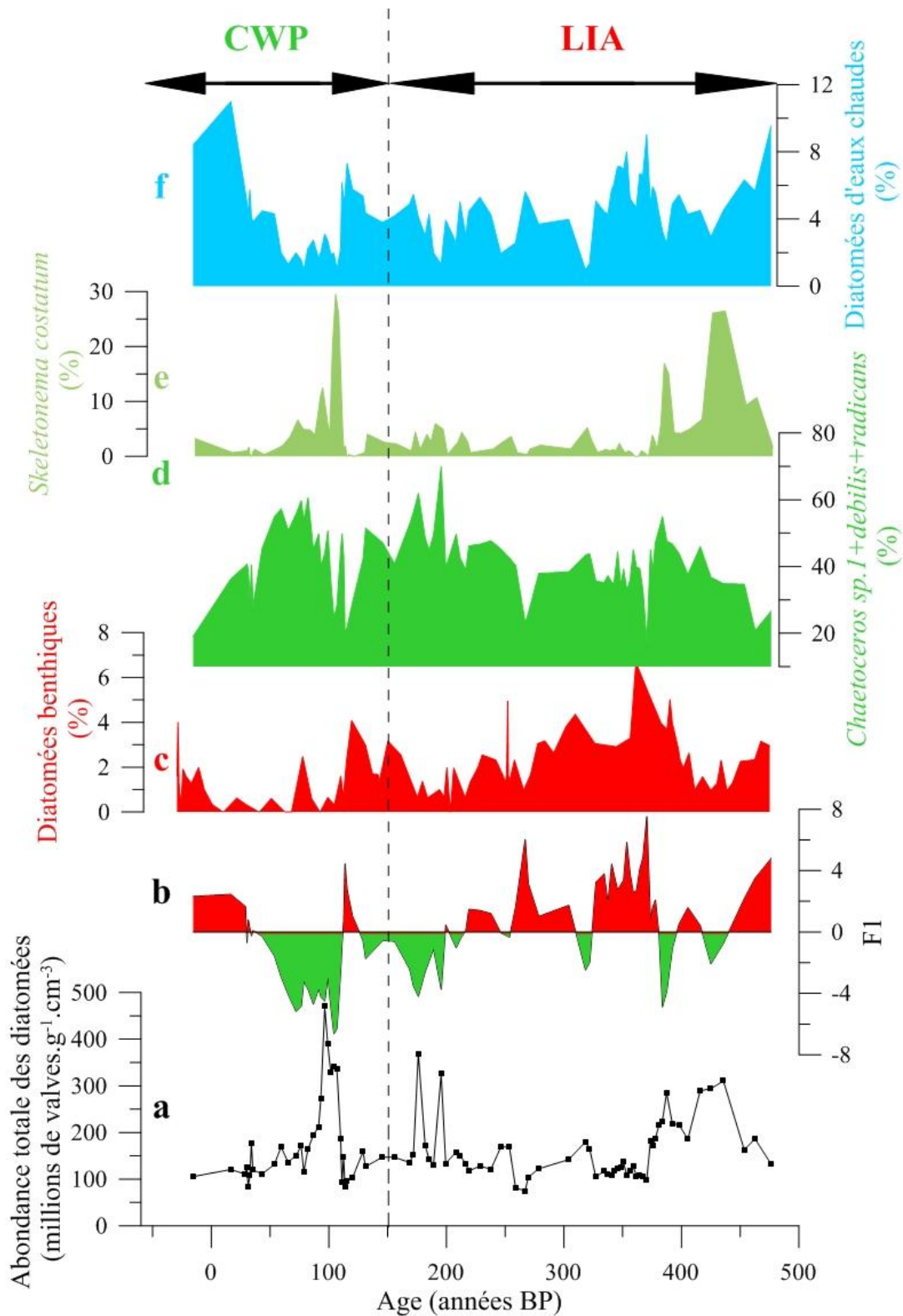


Figure III.19: Données de la carotte M772-024-5 (11°S). a) Abondance totale des diatomées ; b) Coordonnées du facteur F1 ; c) Diatomées benthiques ; d) Pourcentages cumulés de *Chaetoceros sp. l. debilis* et *radicans* ; e) *Skeletonema costatum* ; f) Pourcentages cumulés des diatomées d'eaux chaudes.

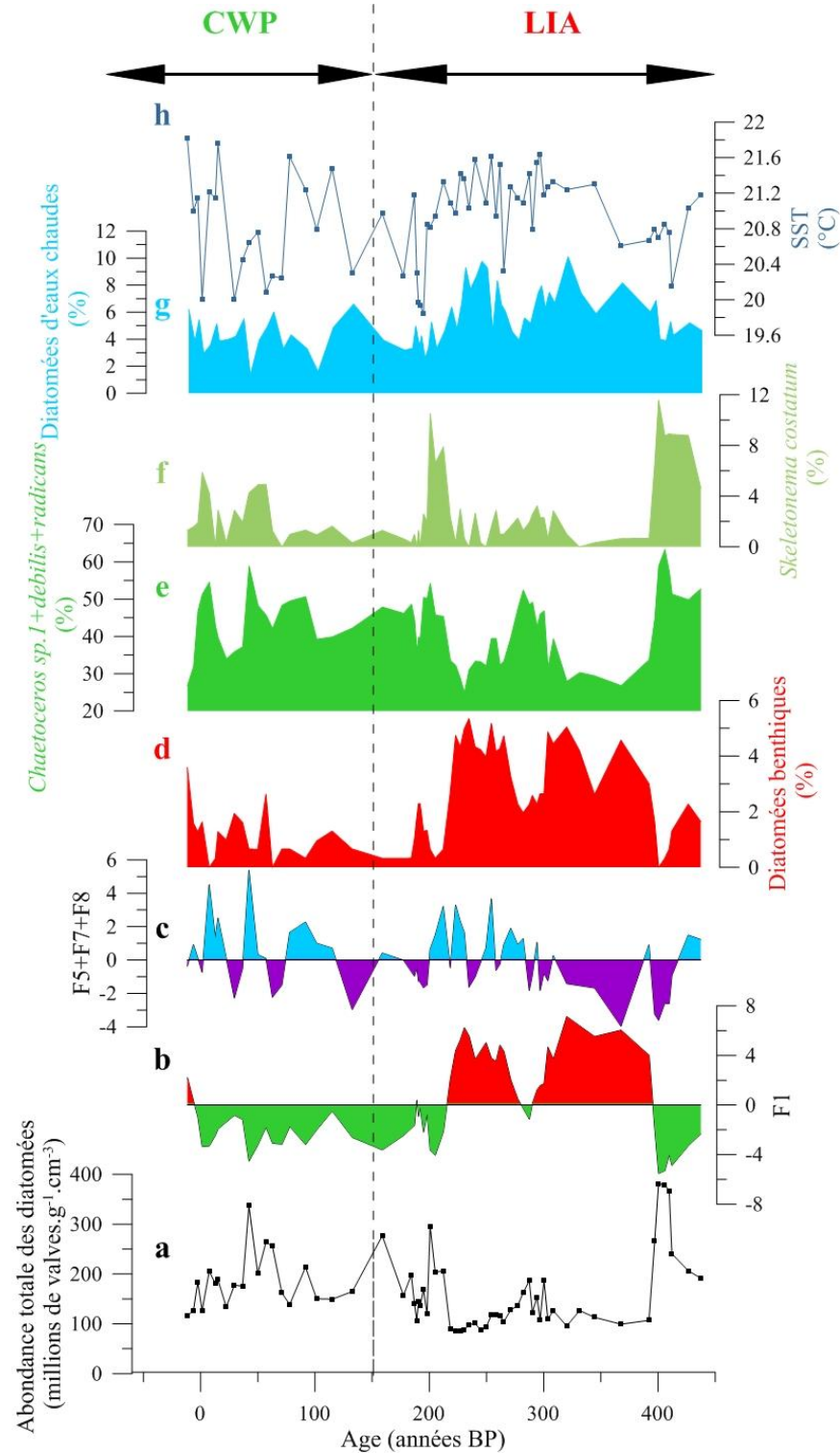


Figure III.20: Données de la carotte M772-005-3 (12°S). a) Abondance totale des diatomées ; b) Coordonnées du facteur F1 ; c) Coordonnées cumulées des facteurs F5, F7 et F8 ; d) Diatomées benthiques ; e) Pourcentages cumulés de *Chaetoceros sp. 1*, *debilis* et *radicans* ; f) *Skeletonema costatum* ; g) Pourcentages cumulés des diatomées d'eaux chaudes ; h) SST.

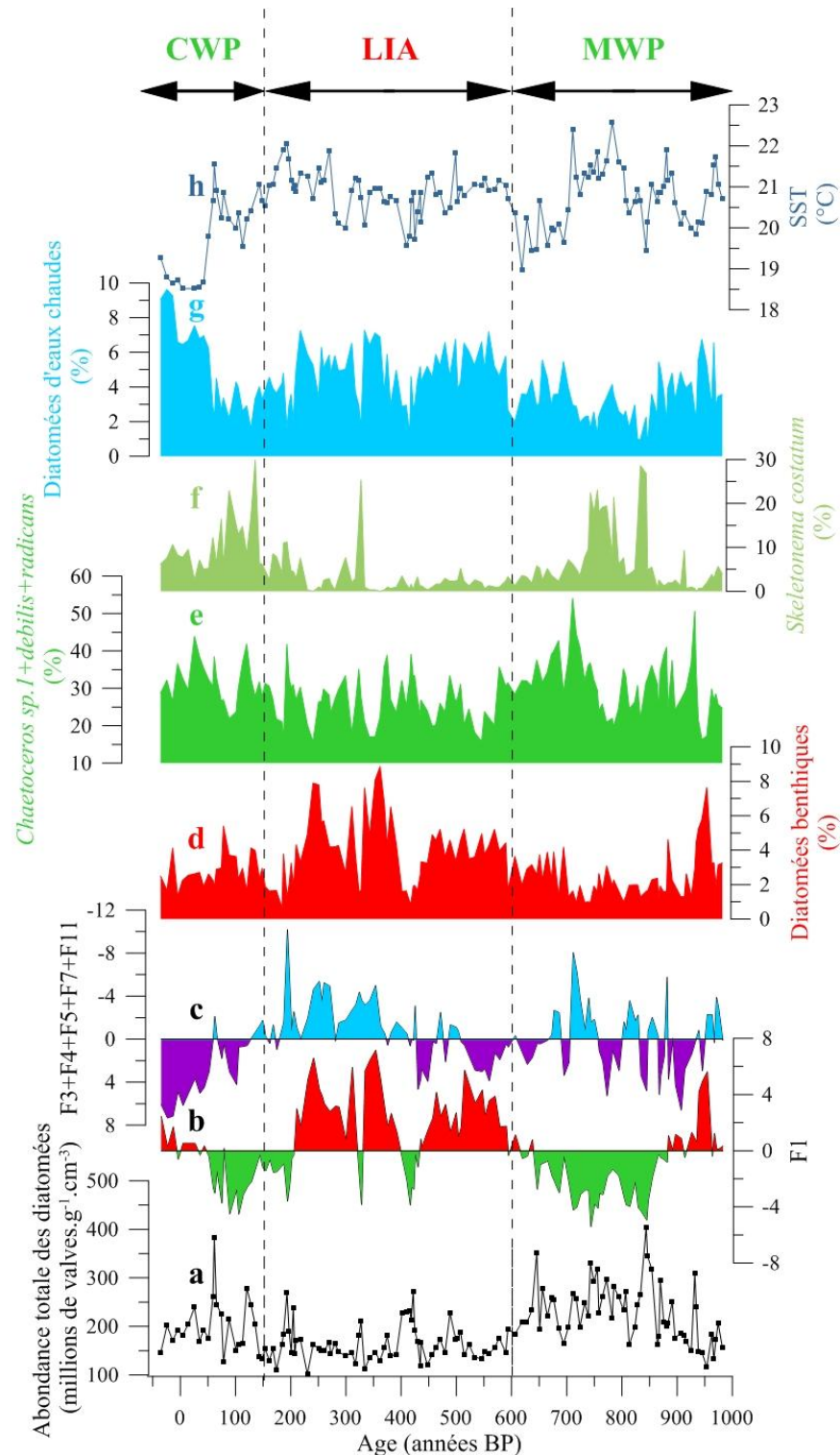


Figure III.21: Données de la carotte M772-003-2 (15°S). a) Abondance totale des diatomées ; b) Coordonnées du facteur F1 ; c) Coordonnées cumulées des facteurs F3, F4, F5, F7 et F11 ; d) Diatomées benthiques ; e) Pourcentages cumulés de *Chaetoceros sp.1*, *debilis* et *radicans* ; f) *Skeletonema costatum* ; g) Pourcentages cumulés des diatomées d'eaux chaudes ; h) SST.

Skeletonema costatum est le second taxon d'upwelling prépondérant dans le groupe II. Sa contribution à l'assemblage total est faible (moins de 5%) dans la majeure partie des carottes M772-005-3 et M772-024-5 (figures III.19.e et III.20.f). Seule la carotte M772-003-2 présente des pourcentages supérieurs à 5% sur de longs intervalles de temps, en particulier au cours de la CWP. Néanmoins, le pourcentage de *S. costatum* présente des pics très marqués, atteignant 30% dans les carottes M772-024-5 et M772-003-2 (figures III.19.e et III.21.f). Tous ces pics se produisent en même temps que des maxima d'abondance totale des diatomées et des minima des valeurs de F1. La contribution de ce taxon à l'assemblage total est bien inférieure dans la carotte M772-005-3 (15% maximum, figure III.20.f) à celle estimée dans les autres carottes (30% maximum, figures III.19.e et III.21.f). Or, *S. costatum* est considérée comme une espèce de zone frontale (Dean et al., 2001 ; Romero et Hebbeln, 2003). Sur la marge péruvienne, une zone frontale se développe en périphérie des cellules d'upwelling (Strub et al., 1998). Les deux carottes présentant les pourcentages de *S. costatum* les plus élevés se situeraient donc en bordure d'une cellule d'upwelling tandis que la carotte M772-005-3 serait localisée au cœur de la cellule de la baie de Callao. Des pourcentages moyens plus élevés dans la carotte M772-003-2 (figure III.21.f) suggèrent que cette carotte est celle qui est la plus éloignée du cœur du système d'upwelling. Les conditions y sont alors moins favorables aux *Chaetoceros* du groupe II que dans les autres carottes, d'où des pourcentages de ce taxon inférieurs à ceux observés plus au Nord.

Les carottes pilotes enregistrent toutes trois les mêmes variations de productivité, malgré leur éloignement géographique et leur position à des distances différentes par rapport au cœur des cellules d'upwelling. L'ensemble du PUS a donc réagi de manière homogène aux variations climatiques et océanographiques. Les changements centennaux que nous avons décrits se produisent en phase avec les intervalles climatiques du dernier millénaire, la MWP et la CWP étant plus productifs tandis que le LIA se distingue par un minimum de productivité. Nous avons également étudié des traceurs de précipitations et de SST afin de déterminer si ces paramètres ont varié en phase avec la productivité, comme c'est le cas lors des événements El Niño actuels (Philander, 1990).

III.2.3.b. Les diatomées comme indicateurs de précipitation et SST au cours du dernier millénaire

Le pourcentage de diatomées benthiques (figures III.19.c, III.20.d et III.21.d) présente des variations parallèles à celles des valeurs du facteur F1. La contribution moyenne de ce groupe écologique à l'assemblage total est proche de 2% pendant la MWP puis augmente jusqu'à 4% au LIA avant de revenir à des valeurs de 2% pendant la CWP. Les diatomées benthiques, ayant besoin de lumière pour se développer, croissent dans la frange littorale. Leur présence dans nos sédiments matérialise donc un transport depuis les zones côtières. Or, ces phénomènes de remise en suspension et transport se produisent principalement lorsque la côte reçoit des précipitations (Patterson et al., 2013). Des pourcentages plus élevés de diatomées benthiques indiquent alors

des conditions plus humides au LIA. Des flux lithiques supérieurs au LIA par rapport à l'époque actuelle (Gutiérrez et al., 2009) et à la MWP (Rein et al., 2005) corroborent l'idée d'un maximum d'humidité au LIA. Cette hypothèse est également étayée par la composition isotopique en oxygène de spéléothèmes des Andes péruviennes, qui indiquent plus de précipitations au LIA qu'au cours des autres intervalles du dernier millénaire (Reuter et al., 2009). L'augmentation de l'humidité dans les Andes et sur les côtes péruviennes se produit au LIA dans un contexte de migration de l'ITCZ vers le Sud, comme le montre l'assèchement de l'Amérique centrale (Hodell et al., 1995) et du Nord de l'Amérique du Sud (Haug et al., 2001). Les pourcentages de diatomées benthiques atteignent des valeurs équivalentes dans les trois carottes, ce qui suggère que les côtes péruviennes sont sous un régime de précipitations relativement similaire entre 11 et 15°S. Cette conclusion est confirmée par les observations actuelles de précipitations (Garreaud et al., 2009) ainsi que des flux de particules terrigènes (transportées par les fleuves) similaires dans les baies de Callao et de Pisco (Gutiérrez et al., 2009). Cet enregistrement montre que les variations des précipitations sur les côtes du centre et du Sud du Pérou sont restées parallèles au moins au cours des derniers 650 ans.

Nous avons calculé la somme des valeurs prises par les facteurs auxquels les SST contribuent le plus (figures III.20.c et III.21.c). Cette somme atteint des valeurs positives (indiquées en bleu) lorsque les SST sont maximales dans la même carotte (figures III.20.h et III.21.h). A l'inverse, ces valeurs sont négatives (représentées en violet) quand les SST sont minimales. La somme des facteurs contrôlés par les SST présente des excursions négatives et positives dans chacun des intervalles temporels du dernier millénaire. Néanmoins, des valeurs négatives sont observées plus fréquemment au cours de la MWP et de la CWP, tandis que les valeurs positives sont prépondérantes pendant le LIA, notamment entre 150 et 400 ans BP (1550-1800 AD). De même, les SST matérialisent des périodes alternativement froides et chaudes pendant la MWP et la CWP mais se maintiennent à des valeurs élevées pendant tout le LIA. Néanmoins, les SST mesurées pendant le LIA sont inférieures aux valeurs maximales et supérieures aux valeurs minimales observées pendant la MWP et la CWP. Les différences entre les intervalles climatiques en terme de SST sont donc trop faibles pour être significatives. Enfin, les SST diminuent de 50 ans BP (1900 AD) à nos jours d'après la carotte située à 15°S (figure III.21.h). La même observation a été faite sur une carotte géographiquement proche de celle-ci (Gutiérrez et al., 2011). Ces deux enregistrements suggèrent que l'upwelling côtier du Pérou s'est intensifié depuis le début du vingtième siècle. La même intensification s'observe à cette époque dans tous les systèmes d'upwelling côtier du monde (Leduc et al., 2010 ; McGregor et al., 2007), probablement en réponse au réchauffement climatique global d'origine anthropique (Bakun, 1990 ; Narayan et al., 2010).

Les SST ne présentent pas de variations cohérentes avec celles des indicateurs d'intensité de l'upwelling (abondance des diatomées, valeurs de F1 et spores de *Chaetoceros*). Cette observation écarte l'hypothèse d'un contrôle des SST par l'intensité de l'upwelling. Nous testons une théorie alternative, qui stipule que les SST de notre zone d'étude dépendent de l'intensité de

l'advection d'eaux chaudes vers la marge péruvienne. Nous retraçons ce phénomène à l'aide des pourcentages cumulés des diatomées d'eaux équatoriales (*Azpeitia* spp., *F. doliolus*, *R. bergonii*, *Thalassionema bacillare*, *T. frauenfeldii*, *T. nitzschoides* var. *parva* et *Thalassiothrix longissima*). La contribution des taxons équatoriaux est en moyenne inférieure pendant la MWP et de 150 à 0 ans BP à ce qui est observé au cours du LIA (figures III.19.g, III.20.g et III.21.g). L'advection d'eaux chaudes est ainsi plus intense au LIA que pendant les autres intervalles du dernier millénaire.

Les pourcentages de diatomées équatoriales sont similaires dans les carottes M772-005-3 et M772-003-2 (figures III.20.g et III.21.g). Les eaux chaudes advectionnées en période de réduction de l'upwelling parviennent ainsi à pénétrer aussi bien au cœur des cellules d'upwelling (M772-005-3) qu'en marge (M772-003-2). Le pourcentage de diatomées équatoriales reproduit les tendances centennales des SST, matérialisées par des disparités entre la MWP, le LIA et la CWP. Ses variations à plus court terme sont de plus similaires à celles des SST pendant le LIA. En revanche, la contribution des diatomées équatoriales à l'assemblage total ne reproduit pas les pics de SST observés pendant la CWP et la MWP. Par exemple, la tendance à la diminution des SST observée au cours du dernier siècle s'accompagne d'une augmentation du pourcentage d'eaux chaudes au lieu d'une diminution (figure III.21.g). De plus, la somme des pourcentages des diatomées d'eaux chaudes varie en phase avec les valeurs de l'axe F1 et en opposition avec l'abondance totale des diatomées. Cette observation indique que la productivité exerce un contrôle sur ce groupe. L'impact de la productivité sur les diatomées équatoriales pourrait expliquer les divergences observées entre les SST et le pourcentage de diatomées équatoriales à l'échelle des lamines. Les processus contrôlant les SST et les diatomées équatoriales semblent donc être communs à l'échelle centennale mais différents à de plus courtes échelles de temps.

III.2.3.c. Forçages climatiques exercés sur la productivité au cours du dernier millénaire

Les variations de productivité aussi bien que des précipitations et des SST divisent nos enregistrements en trois intervalles que nous interprétons comme la MWP (de 600 à 1000 ans BP), le LIA (de 150 à 600 ans BP) et la CWP (derniers 150 ans). L'ENSO est de nos jours le principal phénomène climatique exerçant un contrôle sur les variations de productivité au large du Pérou (Pennington et al., 2006). Les variations passées de la production exportée dans cette région sont donc généralement interprétées en termes de conditions moyennes de type El Niño ou la Niña, les conditions moyennes de type El Niño correspondant à une diminution de la productivité et celles de type La Niña à une production biologique accrue (e.g. Makou et al., 2010). C'est ainsi que la diminution de la productivité observée au cours du LIA a été interprétée comme consécutive à la persistance de conditions moyennes de type El Niño (Diaz-Ochoa et al., 2011 ; Sifeddine et al., 2008 ; Vargas et al., 2007). Les conditions peu productives régnant au LIA sont accompagnées d'une augmentation des concentrations en oxygène à des profondeurs

situées à l'heure actuelle dans l'OMZ (Gutiérrez et al., 2009). Sachant que l'intensité de l'OMZ se réduit de nos jours lors des événements El Niño (Gutiérrez et al., 2008), la réoxygénation de l'OMZ est considérée comme un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse de conditions moyennes de type El Niño au LIA. Cette hypothèse se vérifie par une diminution du $\delta^{15}\text{N}$ au cours du LIA dans les carottes pilotes (Fleury et al., en révision à QSR). Les réponses respectives de l'OMZ et de l'upwelling aux changements climatiques du dernier millénaire sont ainsi cohérentes avec l'hypothèse d'un contrôle du PUS par les changements de l'état moyen de l'Océan Pacifique.

Les événements El Niño se manifestent également par une augmentation des précipitations à l'Ouest de l'Amérique du Sud (Rein et al., 2005). Les événements d'amplitude maximale se matérialisent en particulier par de fortes crues sur le continent (Beresford-Jones et al., 2009). Or, nous observons une augmentation du pourcentage de diatomées benthiques, transportées par le ruissellement, lorsque les conditions sont moins productives. L'anti-corrélation entre les diatomées benthiques et les traceurs de productivité suggère que ces deux paramètres ont réagi de manières opposées aux mêmes forçages climatiques. Cette opposition est cohérente avec les observations actuelles de l'ENSO. Les diatomées benthiques constituent ainsi un argument de plus en faveur de l'interprétation de notre enregistrement en termes de variations de l'état moyen de l'Océan Pacifique. Le pourcentage de diatomées benthiques est minimal pendant la MWP et maximal au LIA, suggérant des conditions moyennes de type La Niña pendant la MWP et de type El Niño au cours du LIA. Ces conclusions sont confirmées par les variations de la fraction silicoclastique dans nos carottes (Fleury et al., en révision à QSR).

Nos interprétations en termes de variations de l'état moyen de l'Océan Pacifique sont cohérentes avec les enregistrements du gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique (Conroy et al., 2009). Par exemple, l'hypothèse d'une MWP dominée par des conditions moyennes de type La Niña est corroborée par la persistance de valeurs élevées du gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique (Conroy et al., 2009). Un fort contraste de SST entre les bords Ouest et Est de l'Océan Pacifique est en effet caractéristique d'une circulation de Walker intense, ce qui est observé lors des événements La Niña (Julian et Chervin, 1978). La cohérence entre notre enregistrement et celui de Conroy et al. (2009) suggère donc que le PUS est fortement contrôlé à l'échelle centennale par les variations d'intensité de la circulation de Walker, celle-ci étant intense pendant la MWP et la CWP et affaiblie au LIA.

Une augmentation des SST s'observe dans le système d'upwelling péruvien lors des événements El Niño (Quinn et al., 1987). Cette augmentation s'explique d'une part par un approfondissement de la thermocline (Pickard et Emery, 1982), l'upwelling remontant des eaux plus chaudes lors des événements El Niño que sous des conditions moyennes. D'autre part, la cellule d'upwelling se réduit à la frange côtière lors de ces événements (Barber et Chavez, 1986), ce qui est compensé par l'advection d'eaux équatoriales chaudes situées plus au large (Avaria et Muñoz, 1987). Le pourcentage de diatomées d'eaux chaudes est anti corrélé aux valeurs de l'axe F1, marqueur de productivité. La productivité se réduit lors des événements El Niño (Pennington et al., 2006) donc

cette observation va dans le sens d'un contrôle de l'advection d'eaux chaudes par l'ENSO. De même, l'abondance totale de diatomées (figures III.19.a, III.20.a et III.21.a) et le pourcentage de spores de *Chaetoceros* d'upwelling (figures III.19.d, III.20.e et III.21.e) sont plus élevés pendant la MWP qu'au LIA au large du Pérou, montrant des tendances opposées à celles du pourcentage de diatomées d'eaux chaudes. L'advection d'eaux chaudes est ainsi plus intense au LIA, période que nous décrivons comme dominée par des conditions moyennes de type El Niño. Si l'advection d'eaux chaudes est contrôlée directement par l'ENSO, il n'en est pas de même pour les SST que nous observons. Celles-ci ne montrent pas de différence significative entre le LIA et la MWP alors que le pourcentage de diatomées d'eaux chaudes est en moyenne plus élevé au LIA qu'au cours de la MWP et de la CWP (excepté pendant le dernier siècle). Les SST ne sont donc pas contrôlées uniquement par l'advection d'eaux chaudes équatoriales. Des phénomènes climatiques autres que l'ENSO contribuent également aux variations des SST. Des processus océanographiques, par exemple des changements d'intensité de l'advection d'eaux de subsurface ou des fluctuations de la température de ces masses d'eaux, peuvent être envisagés mais notre enregistrement est trop court pour vérifier cette hypothèse. Ces hypothèses seront testées dans l'article que nous présentons dans le chapitre IV.1, où nous décrivons et interprétons les assemblages de diatomées et les SST mesurées sur la carotte piston M772-003-2.

Principales conclusions du chapitre III

- Nos enregistrements sont divisés en trois intervalles temporels correspondant à la MWP (600-1000 ans BP), au LIA (150-600 ans BP) et à la CWP (0-150 ans BP).
- La MWP se marque par une **forte productivité, peu de précipitations** et une **OMZ intense**. Le LIA est **plus humide, moins productif** et se caractérise par une **réoxygénation de l'OMZ**. La CWP a des caractéristiques similaires à celles de la MWP mais la productivité y est moins intense.
- Des conditions moyennes de type La Niña dominent pendant la MWP. Le LIA se marque par des conditions moyennes de type El Niño. La CWP se caractérise par des conditions moyennes ou des conditions de type La Niña.
- **La variabilité pluri-décennale ne dépend pas de l'état moyen du système, de fortes variations pluri-décennales étant observées aussi bien au LIA que pendant la MWP et la CWP.**
- **La variabilité pluri-décennale est plus marquée au cours des derniers 450 ans, période marquée par l'oscillation de l'indice NAO entre des valeurs négatives et positives.** Une diminution de l'irradiance solaire et une augmentation de l'activité solaire peuvent également favoriser une forte variabilité pluri-décennale.
- Seules **quatre espèces de *Chaetoceros*** (sp.1, *C. debilis*, *C. radicans* et *C. didymus*) peuvent être considérées comme des **indicateurs de l'intensité de l'upwelling**.
- *Azpeitia* spp., *Fragilariopsis doliolus*, *Thalassionema bacillare*, *Thalassionema frauenfeldii*, *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* et *Thalassiothrix longissima* marquent la **température des masses d'eaux** présentes dans la zone d'étude.
- Les **diatomées benthiques** représentent un **traceur de conditions de type El Niño** par opposition aux indices de productivité qui marquent des conditions de type La Niña.
- Les SST dépendent moins de l'intensité de l'upwelling que de processus tels que l'advection d'eaux chaudes depuis l'Océan Pacifique équatorial.

Chapitre IV : Dynamique millénaire et centennale du système d'upwelling péruvien et de l'OMZ au cours des derniers 7000 ans

L'Holocène est la période interglaciaire actuelle, qui a débuté il y a 11700 ans (Walker et al., 2009), et peut être divisé en trois phases sur la base des forçages climatiques mis en jeu (Nesje et Dahl, 1993), bien que les limites entre les divisions temporelles fluctuent d'une publication à une autre (Walker et al., 2012). La phase la plus ancienne, de 11700 à 9000 ans BP, se caractérise par la persistance d'une calotte de glace en Amérique du Nord malgré une forte insolation estivale dans l'hémisphère Nord (Renssen et al., 2007). Cette période, désignée sous le nom d'Holocène ancien, se démarque ainsi par l'occurrence d'événements de décharge d'eau douce dans l'Atlantique Nord (e.g. il y a 8200 ans) provoquant un refroidissement des hautes latitudes de l'hémisphère Nord (von Grafenstein et al., 1998). La période de 9000 à 6000 ans BP, nommée Hypsithermal (Nesje et Dahl, 1993) ou Holocène moyen, présente toujours une forte insolation estivale dans l'hémisphère Nord mais les dernières calottes glaciaires fondent et le niveau marin atteint son niveau actuel il y a 6000 ans (Siddall et al., 2003). Enfin, les derniers 6000 ans sont qualifiés de Néoglaaciaire (Nesje et Dahl, 1993) ou de tardi-Holocène et se marquent par une diminution de l'insolation estivale dans l'hémisphère Nord, qui s'accompagne de l'avancée de glaciers aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord (Denton et Karlén, 1973), d'une migration de l'ITCZ vers le Sud (Haug et al., 2001 ; Wanner et al., 2008) et d'une intensification de l'activité de l'ENSO (Moy et al., 2002) par rapport à l'Hypsithermal.

Les derniers 6000 ans se caractérisent par une stabilisation des paramètres qui provoquent les variations climatiques millénaires (insolation et niveau marin), ce qui en fait une période adéquate pour définir la variabilité climatique naturelle qui est attendue de nos jours. Un niveau marin stable permet d'écarter l'hypothèse d'une variation de la superficie des régions océaniques peu profondes, avancée pour expliquer les variations du $\delta^{15}\text{N}$ au large de l'Afrique du Nord-Ouest pendant la dernière déglaciation (Bertrand et al., 2000 ; Martinez et al., 2000). La localisation des OMZ a donc été stable au cours des derniers 6000 ans et seules l'intensité et la profondeur de ces OMZ ont fluctué au cours de cette période. Les enregistrements des systèmes d'upwelling du Pérou et de la mer d'Arabie au cours des derniers 6000 ans indiquent des variations centennales de l'intensité de ces upwellings, qui ont été considérées comme une réponse aux fluctuations centennales de l'irradiance solaire (Agnihotri et al., 2008 ; von Rad et al., 1995). Or, des études plus récentes ont mis en évidence des variations de l'intensité de l'upwelling du Pérou et de l'OMZ correspondante à des échelles de temps interannuelles (Gutiérrez et al., 2008) à pluri-décennales (Fleury et al., en révision à QSR), essentiellement en lien avec l'ENSO. Retracer les variations du PUS et de l'OMZ du Pérou à ces échelles de temps

sur l'ensemble du tardi-Holocène permettrait de comprendre les mécanismes de contrôle de ces systèmes et de vérifier si les variations de l'état moyen et/ou de la variabilité de l'ENSO ont eu un impact sur ces processus.

Dans un premier temps, nous avons analysé les assemblages de diatomées et le contenu géochimique des sédiments (alcénones, TN et C_{org}) sur les tronçons de la carotte M772-003-2 qui couvrent les derniers 3000 ans (partie IV.1 ; Fleury et al., en révision à *The Holocene*). L'objectif est de comprendre l'impact des variations climatiques sur la productivité dans le PUS. Nos résultats montrent que les proxies liés aux SST ne suivent pas des variations opposées à celles des indices de productivité, suggérant que le forçage principal n'est pas le même pour les SST que pour la productivité. Les indices liés à la productivité indiquent une légère augmentation il y a 2500 ans mais surtout cinq périodes centennales d'intensification de l'upwelling au cours des derniers 2500 ans. Dans un second temps, nous avons mesuré le $\delta^{15}\text{N}$ sur la même carotte piston afin de disposer du premier enregistrement à l'échelle pluri-annuelle de la dénitrification dans l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans (partie IV.2). L'objectif est de documenter les forçages qui contrôlent l'OMZ du Pérou aux échelles pluri-annuelle à millénaire. Nos résultats indiquent une faible variabilité inter-lamines en comparaison des variations pluri-centennales et millénaires. L'OMZ du Pérou s'est de plus intensifiée à deux reprises au cours des derniers 7000 ans: une première fois entre 5400 et 5300 ans BP et plus récemment entre 2600 et 2200 ans BP.

IV.1. Article 2: Centennial-scale variations in diatom productivity off Peru over the last 3000 years

Sophie Fleury¹, Xavier Crosta¹, Ralph Schneider², Thomas Blanz², Olivier Ther¹ and Philippe Martinez¹.

¹ Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 EPOC

² Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts Universität-zu-Kiel

Article en révision à *The Holocene*.

Abstract

The Peruvian coastal upwelling is one of the most productive systems in the global ocean, with important impacts on the carbon cycle. Primary productivity there displays strong variations at the inter-annual to decadal timescales. However, down-core investigations rarely reach sufficient temporal resolution to assess the response of productivity to climatic variations at these timescales beyond the instrumental and historical periods. We here analyzed diatom assemblages, sea-surface temperatures, nitrogen and organic carbon contents on a laminated sediment core

from the Peruvian continental shelf to trace variations in regional productivity over the last 3000 years.

Our record provides evidence for different climatic and oceanic conditions with more humid and less productive conditions older than 2500 years and drier and more productive conditions younger than 2500 years BP. The last 2500 years also present much stronger centennial-scale variability with the occurrence of five intervals with higher total diatom abundances and stronger percentages in upwelling-related diatom species, representative of intensified productivity, congruent to lower percentages in benthic diatoms, indicative of reduced rainfall. These five periods were synchronous to intervals of enhanced Walker circulation, suggesting a strong imprint of the Pacific zonal circulation on productivity variations off Peru. Our record also demonstrates that SSTs did not vary in phase with productivity, arguing against the idea of regional SSTs controlled by the upwelling intensity, but were rather in agreement to SST records off southern Chile, suggesting that Peruvian SSTs variations were largely controlled by oceanic currents at southern high latitudes.

Keywords

Laminae, diatoms, SSTs, Walker circulation, Peru-Chile Current, Antarctic Circumpolar Current

IV.1.1. Introduction

The Peruvian Upwelling System (PUS) is one of the most productive regions in the global ocean (Barber and Smith, 1981). High phytoplankton productivity is sustained by the coastal upwelling of cold and nutrient-rich subsurface waters (Huyer et al., 1987). Intense phytoplankton productivity in turn supports a rich ecosystem in terms of biomass (Brink et al., 1983), especially high fish abundances (Carr et al., 2002). The mean conditions of the PUS are modulated by El Niño Southern Oscillation (ENSO), which strongly impacts productivity (Cowles et al., 1977). During El Niño events, higher SSTs (McPhaden, 1999) and the deepening of the thermocline (Pickard and Emery, 1982) are associated with the restriction of the upwelling to the coastal areas (Chavez and Barber, 1987). These events lead to the replacement of nutrient-rich waters, which are typical of normal conditions, by warmer water masses with lower nutrient concentrations, thus driving lower biological productivity (Arntz and Fahrbach, 1991; Pennington et al., 2006). Conversely, stronger upwelling, lower SSTs and higher productivity characterized La Niña events off Peru (Aronés et al., 2009) as well as in northern Chile (Thomas et al., 2001). Rapid carbon export in coastal upwelling systems such as the PUS contributes to carbon sequestration in the deep ocean (Antia et al., 2001), which has been suggested as one of the factors driving changes in atmospheric CO₂ concentrations over the Late Quaternary (McElroy, 1983). Tracing

past changes in productivity off Peru could thus enable to improve the prediction of natural greenhouse gas emissions.

Most reconstructions of past productivity off Peru focused on the glacial-interglacial cycles at the millennial timescale (Schrader and Sorknes, 1991) or the Holocene at the centennial to millennial timescales (Chazen et al., 2009; Makou et al., 2010). More recently, some effort was done to investigate climate and productivity changes during the last millennium at the decadal timescale (Sifeddine et al., 2008; Salvattecì et al., 2014). The records studied at the centennial to millennial timescales were obtained from the analysis of laminated sediment cores which were sampled at regular steps, regardless of the sediment structure, and thus certainly mixed contrasted environmental conditions. Indeed, sedimentary laminations preserved on the continental shelf off Peru, alternating between opal-rich terrigenous-poor and opal-poor terrigenous-rich millimeter-thick layers (Bull and Kemp, 1996), and thus give access to past changes in mean environmental conditions and the resulting productivity. We demonstrated in a previous paper (Fleury et al., *Qua. Sci. Rev.*, submitted) that the laminae probably span several years each and thus represent the mean conditions prevailing over these years.

Although diatoms are the main primary producers in coastal upwelling systems all year round (De Mendiola, 1981) and that their preserved assemblages reflect environmental and productivity changes (Abrantes et al., 2007), they have been rarely used to infer past productivity changes whereby previous studies were essentially based on geochemical tracers (Schrader and Sorknes, 1990; Higginson and Altabet, 2004; Salvattecì et al., 2014). We here studied a sediment core off Peru at the lamination-scale, respecting the lithology of the core, to provide a record of total productivity, diatom assemblages and SSTs with the main objective to explore the response of regional productivity, especially in the PUS, to climatic variations at the decadal timescale. We focus on the last 3000 years, during which sea-level (Siddall et al., 2003) and insolation (Berger and Loutre, 1991) changes can be disregarded, to have access to the natural climatic variability expected under conditions similar to those prevailing today.

IV.1.2. Materials and methods

IV.1.2.a. Study site

The PUS is one of the four major upwelling systems associated with eastern boundary currents (Carr and Kearns, 2003). The Peru-Chile Current (PCC, or Humboldt Current) and the Peru-Chile Coastal Current (PCCoastalC) flow northward along the southwestern American coast from the Southern Ocean to the Eastern equatorial Pacific Ocean (figure IV.1.A). The strength and persistence of this current and of the resulting upwelling cells is intimately coupled with the

northwestward blowing trade winds (Fiedler and Talley, 2006; Kessler, 2006). The Equatorial Undercurrent flows eastward under surface waters and is deflected southward where it contributes to the formation of the Peru-Chile UnderCurrent (PCUC). Similarly, the Southern Subsurface CounterCurrent (SSCC) generates the Peru-Chile CounterCurrent (PCCC). At the latitude off Peru, the PCCC and PCUC are oxygen-depleted and nutrient-rich and source the waters upwelled along the coast, sustaining high productivity (Chavez and Barber, 1987; Toggweiler et al., 1991; Wyrski, 1981). The upwelling of subsurface waters drives lower SSTs in the PUS compared to surrounding tropical waters (Huyer et al., 1987) (figure IV.1.B). The phytoplankton community dwelling in this highly productive environment is dominated by diatoms, especially the neritic bloom-forming *Chaetoceros* spp. (Cowles et al., 1977; Avaria and Muñoz, 1987).

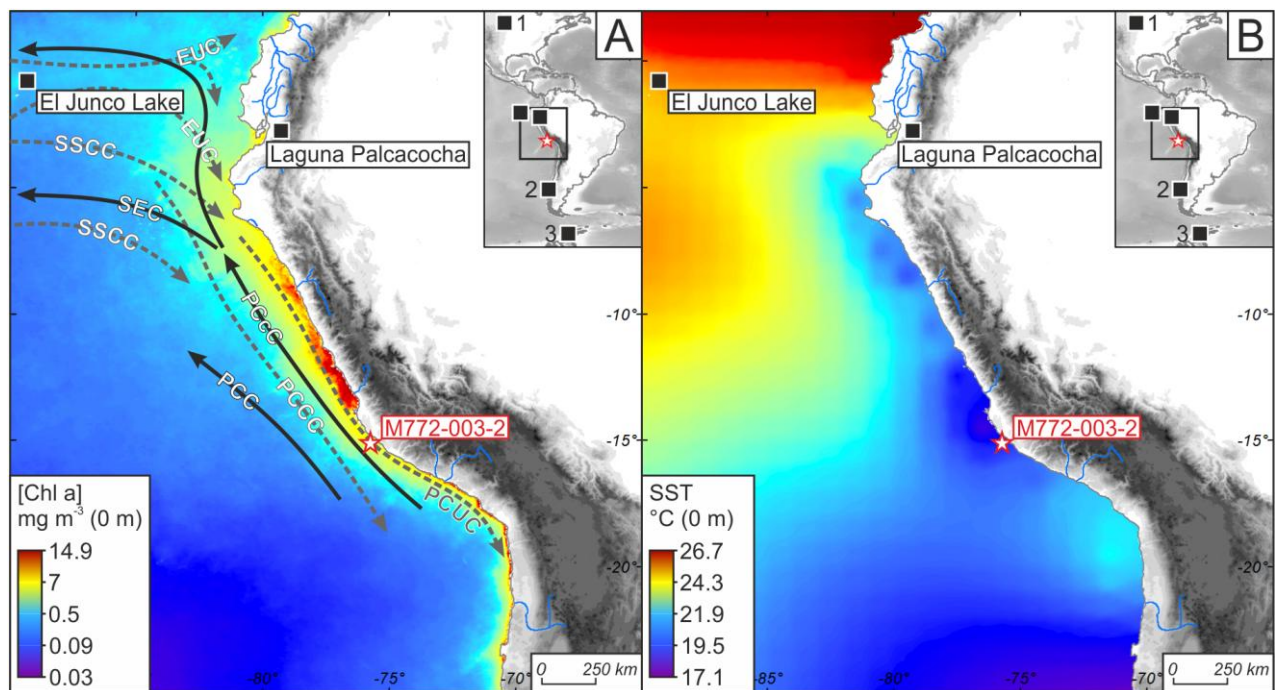


Figure IV.1: Maps of oceanographic parameters used in this study. Core location and comparative sites are represented by red star and black squares, respectively (1. Moon Lake, 2. GeoB 331-1, 3. JPC-10). A.

Chlorophyll a concentrations from Aqua MODIS averaged from 2002 to 2013 winters (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Surface and subsurface currents are marked by solid black and dash grey lines, respectively; EUC: Equatorial Undercurrent; PCC: Peru Chile Current; PCCc: Peru Chile coastal Current; PCCC: Peru Chile Counter Current; PCUC: Peru Chile Undercurrent; SEC: South Equatorial Current; SSCC: Southern Subsurface Counter Current (adapted from Mollier-Vogel et al., 2012). B. Sea Surface Temperature from World Ocean Atlas 2009 averaged from 1955 to 2006 (<https://www.nodc.noaa.gov>; Locarnini et al., 2010).

Off Peru, productivity varies seasonally in response to changes in upwelling intensity and water mixing. The maximum in upwelling intensity occurs during austral winter (i.e. in June, July and August) (Messié et al., 2009). However, because of greater and deeper mixing in winter, productivity is higher during austral spring (Chavez et al., 1996; Pennington et al., 2006). In addition to seasonal variations, productivity and oxygen contents within the PUS are very sensitive to ENSO (El Niño Southern Oscillation) events (Philander, 1990). During El Niño events, warmer surface waters are observed offshore Peru despite the occurrence of upwelling-favorable winds (Strub et al., 1998) and upwelling is then restricted to a narrower area along the coast (Chavez and Barber, 1987). During these events, the nutricline deepens and leads to the upwelling of warm waters with moderate nutrient contents. El Niño events are known to drive dramatic reductions in productivity, biomass and changes in specific composition (Cowles et al., 1977) compared to the mean conditions observed off Peru. On the opposite, La Niña events are characterized by enhanced upwelling conditions and increased abundances of bloom-forming species such as the diatom *Chaetoceros* spp. La Niña events also strongly impact the continent, intensifying droughts in the Peruvian coastal desert, whereas rainfall only occurs during strong El Niño events (Wells, 1990).

IV.1.2.b. Core description and age model

Sediment core M772-003-2 was collected at 15°S on the Peruvian margin, during cruise M772 in 2008. The core is located within the PUS, at the shallow water depth of 271 m and in the core of the Oxygen Minimum Zone, under conditions favorable to the formation of laminae (Chazen et al., 2009; Mollier-Vogel et al., submitted; Fleury et al., submitted). The core is composed of a succession of laminae measuring between one millimeter and one centimeter (six millimeters on average) and appearing alternatively light and dark on X-ray images (figure IV.2). Several laminae of similar density are grouped in thicker units. For example, a light-laminated interval, characterized by the dominance of light laminae, is visible between 49 and 62 cm (figure IV.2). The light laminae contain dark olive to olive clays or silty clays, high quantities of micro-fossils, predominantly diatom frustules, and low quantities of dense terrigenous material. In contrast, dark laminae are characterized by dark olive to gray silty clays or silts, lower quantities of microfossils and higher amounts of terrigenous material. Dark layers are therefore denser than lighter layers and appear darker on X-ray radiographies.

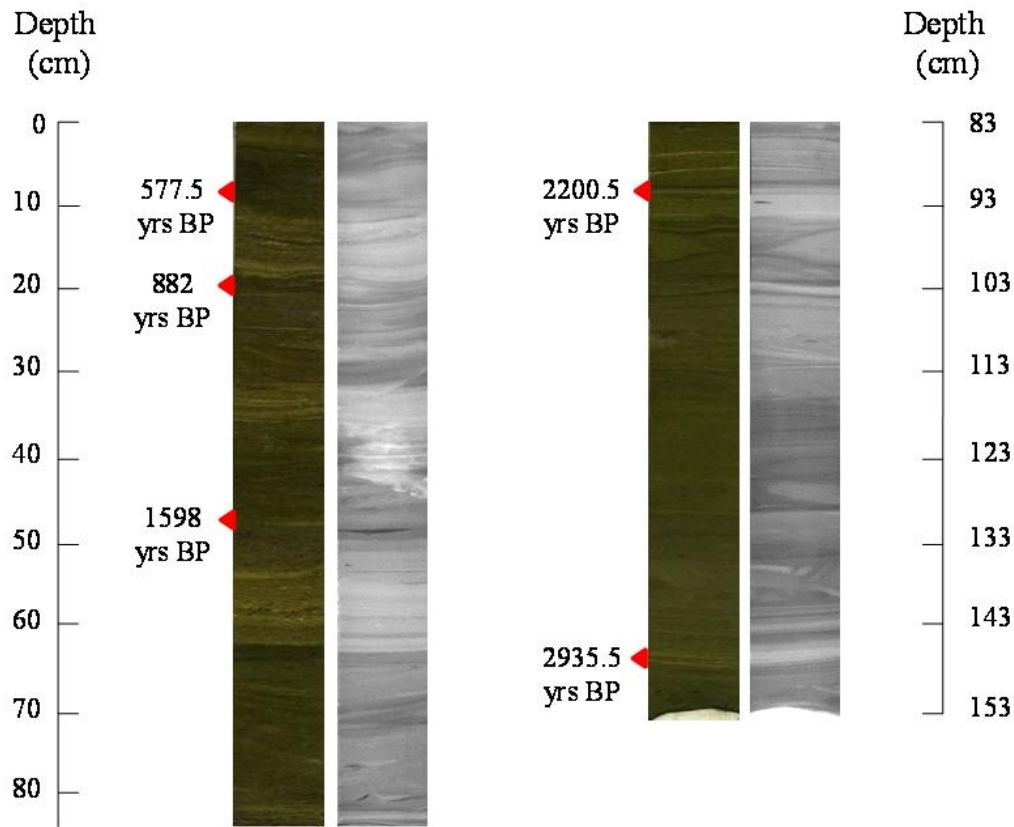


Figure IV.2: Photo images (left) and X-ray radiographies (right) of the two sections of piston core M772-003-2 studied in this paper. The red triangles indicate the position of the radiocarbon ages.

Depth (cm)	Radiocarbon age (years BP)	Error (years)	2 σ (years BP)	Calibrated age (years BP)
8	1100	± 25	524-631	577.5
22	1455	± 20	816-948	882
48	2135	± 20	1525-1671	1598
90	2630	± 25	2112-2289	2200.5
145	3260	± 25	2843-3028	2935.5
208	3945	± 25	3691-3870	3780.5

Table IV.1: Radiocarbon ages on piston core M772-003-2.

Our high resolution analyses of diatom assemblages and geochemical contents focus on the last 3000 years, corresponding to the first part (1.83 m) of the core. The age model is based on six

radiocarbon measurements, with the oldest age being measured just below the studied interval, on humic acids extracted from 1 g of dried and homogenized sediment per sample at the Leibniz Laboratory for Isotope Research and Dating in Kiel. Radiocarbon analysis was performed on humic acids extracted from the sediment. We considered a reservoir age equal to 511 ± 278 years (Ortlieb et al., 2011). The age controls were all calibrated using MARINE13 (<http://calib.qub.ac.uk/marine/>; table IV.1). The program CLAM 2.2 (Blaauw, 2010), based on a Bayesian method, was used in order to provide the best fit between radiocarbon ages. We selected a “smooth spline” age model (figure IV.3). The resulting age model enabled to estimate the mean duration of a lamination as 11 years, since 247 laminae were observed on the core, which covers 2634 years. Laminae do not allow the identification of individual El Niño or La Niña events and rather represent the mean conditions prevailing in the PUS over a decade, thus allowing centennial-scale paleoceanographic reconstructions.

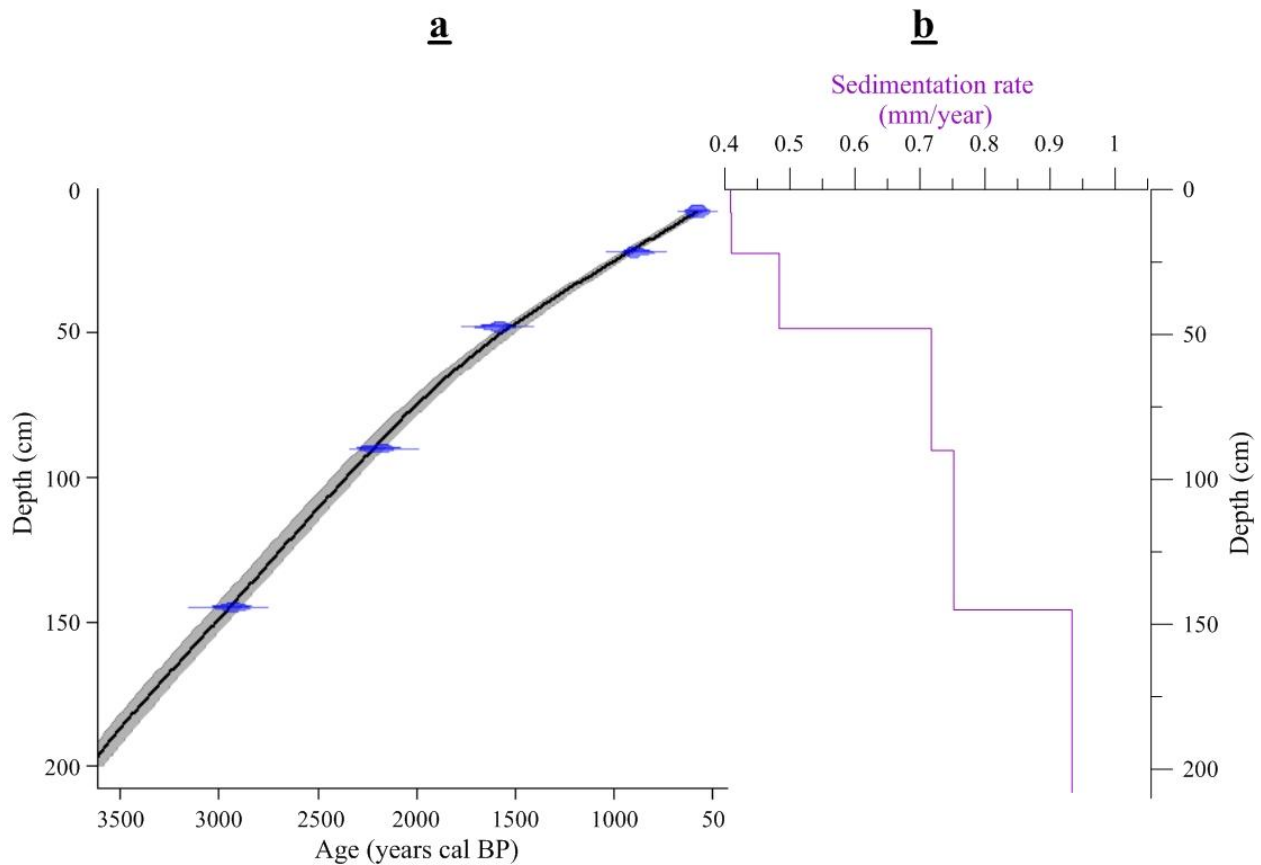


Figure IV.3: Age model (a) and sedimentation rates (b) of piston core M772-003-2. The points represent the age ranges corresponding to each radiocarbon measurement. The bold line corresponds to the age model used by CLAM 2.2 to estimate the age of each sample. The error range in age estimations is represented by the gray shaded area.

IV.1.2.c. Methodology

The X-ray radiographies of the cores were obtained using an X-ray image-processing tool (Migeon et al., 1999) while the geochemical composition of the sediment was estimated with the AVAATECH XRF core-scanner at EPOC. Before the analysis, the sediment surface was flattened and covered with Ultralene film. The core sections were scanned at a resolution of 200 μm at two different levels of energy (10 and 30 keV), giving information on downcore variations of major elements such as Silicon (Si) and Iron (Fe). These non-destructive high-resolution analyses enabled to capture millimetric laminae based on their color (pictures), density (X-ray radiography) and elementary composition (XRF). These results were used to count, identify and sample the laminae for additional micropaleontological and geochemical analyses. In general, our samples represent two to ten millimeter-thick slices of sediment, representing time intervals between 1 and 30 years (11 years on average).

For diatom analysis, three slides were mounted per sample using the procedure described in Rathburn et al. (1997). Diatom identification was achieved on an Olympus BX-51 phase contrast microscope at a magnification of $\times 1000$ and following the counting rules described in Crosta and Koç (2007). A minimum of 300 valves were counted per sample. Diatoms were identified to genus or to sub-species group level, and the relative abundance of each species was determined as the fraction of the diatom species against total diatom abundance in the sample. Diatom identification was based on Hasle and Syvertsen (1996); Moreno et al. (1996); Sar et al. (2001, 2002); Sarno et al. (2005); Sundström (1986); Sunesen et al. (2008). Total diatom assemblages include 104 species, among which *Chaetoceros* resting spores, *Skeletonema* spp. and *Thalassionema nitzschioides* var. *nitzschioides* are dominant. Species were grouped based on their ecological preferences (Abrantes et al., 2007; Romero et al., 2001).

Total nitrogen contents were determined on 8–15 mg of dried, ground, and homogenized bulk sediment using a Carlo-Erba CN analyzer 2500. The internal consistency of our measurements was continuously checked using several calibrated laboratory standards. Their reproducibility, based on in-house and international standard replicates, was $\pm 0.01\%$. In parallel, organic carbon contents were measured with a LECO C-S 125 analyzer on 80 to 100 mg of dried and homogenized sediment after calcium carbonate was removed with hydrochloric acid. Their reproducibility reached $\pm 0.5\%$.

Alkenone contents were measured at the Institute of Geosciences in Kiel. Alkenones were extracted from 0.5 to 1 g of freeze-dried and homogenized sediment through Accelerator Solvent Extraction with the Dionex ASE200 of the Institute of Geosciences. The extraction was performed using a solution of dichloromethane and methanol (9:1) as solvent. The extracted components were analyzed with a double column multidimensional gas chromatograph system (Agilent 6890N) with hydrogen as a carrier gas. Concentrations in $\text{C}_{37:2}$ and $\text{C}_{37:3}$ alkenones (di-

and tri-saturated ketones respectively) were quantified by normalizing them with two internal standards (Skagerrak and Standard C₂₇C₃₆), using the method described in Blanz et al. (2005). SSTs were estimated using the calibration proposed by Müller et al. (1998).

IV.1.3. Results

IV.1.3.a. Sediment structure

The core is composed of a succession of laminae measuring between one millimeter and one centimeter (six millimeters on average) and appearing alternatively light and dark on X-ray images (figure IV.2). Several laminae of similar density are grouped in thicker units. We observed five intervals dominated by light laminae on the X-ray images (figure IV.2): between 96 and 89 cm, 82 and 69 cm, 62 and 49 cm, 40 and 31 cm and between 21 and 4.5 cm from bottom to top, corresponding respectively to the time periods 2300-2200, 2100-1900, 1800-1550, 1350-1150 and 900-500 years BP, respectively. These periods are further called “light-laminated intervals” and labelled as intervals 5 to 1 from the oldest to the most recent.

IV.1.3.b. Diatom assemblages

Total diatom abundances present a baseline around 200 million valves/g of dry sediment between 3050 and 2500 years BP, with a minimum at around 2550 years BP (figure IV.4.a). Diatom abundances increased 2500 years ago and present a baseline around 300 million valves/g of dry sediment over the last 2500 years, as well as large peaks up to 900 million valves/g of dry sediment in five intervals: 2300-2200, 2100-1900, 1800-1550, 1350-1150 and 900-500 years BP. Each of these periods with higher total diatom abundances corresponds to the light-laminated intervals defined on the X-ray images. The magnitude of the increase differs from one interval to the other and is much higher during light-laminated 3 (i.e. between 1800 and 1550 years BP).

These variations in diatom abundances are accompanied by large changes in the composition of the assemblage. The main group consists of *Chaetoceros* resting spores (CRS group) and is considered as the sum of *C. debilis*, *C. didymus*, *C. radicans* and an unidentified species. The unidentified species is represented by small oval-shaped resting spores such as those produced by *C. debilis* but without any ornamentation on the valves. The percentages of both the unidentified species and *C. debilis* vary in parallel (not shown), suggesting they have the same ecological preferences. The CRS group represents the main contributor to the total assemblage over the last 3000 years with mean percentages reaching 30% over the whole record (figure IV.4.b). The

highest percentages of the CRS group are found during intervals of increased diatom abundances, especially during the period between 2300 and 1550 years BP, which includes light-laminated intervals 5 to 3 (figure IV.4).

Skeletonema spp. represents the second group of diatoms in terms of abundances in the studied record. It includes *Skeletonema costatum*, the most abundant *Skeletonema* species in our record, and *Skeletonema tropicum*. This group displays strong increases over the light-laminated intervals (figure IV.4.c). The highest values occur during light-laminated interval 3 (between 1800 and 1550 years BP), where it contributes largely to the strongest peak in total diatom abundances. Another large peak in *Skeletonema* spp. is found in light-laminated interval 5 (2300-2200 years BP), which also stands out with high total diatom abundance. A very brief event of high occurrence of the *Skeletonema* spp. group was observed at 2920 years BP and corresponds to a centimetric light lamination centered at 146 cm. As it did not co-occur with increased total diatom abundances, we did not include this brief event in our light-laminated intervals. The variations in total diatom abundances were mostly driven by changes in *Skeletonema* spp. abundances.

In contrast, the percentages of warm water taxa, which here include *Fragilariopsis doliolus*, *Thalassiothrix longissima*, *Thalassionema bacillare*, *Thalassionema frauenfeldii* and *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* (Abrantes et al., 2007), displayed an opposite trend to the groups mentioned above (figure IV.4.d). Percentages in warm water diatoms increased between 3050 and 2500 years BP and decreased between 2500 and 2000 years, before reaching a minimum over light-laminated interval 4 and 3 (i.e. 2100-1900 year BP and 1800-1550 years BP respectively) (figure IV.4.d). They increased again between 1550 and 1100 years BP, except a sharp drop during light-laminated interval 2. Subsequently, percentages in warm water diatoms decreased until 900 years BP, followed by a third minimum observed during light-laminated interval 1 (900-500 years BP). The youngest part of the record was marked by a final increase in the contribution of the warm water diatom group.

Benthic species, which thrive on the substratum or live attached to it in coastal regions (Hasle and Syvertsen, 1996) are presented in figure IV.4.e. The dominant species in this group are *Cocconeis* spp. and *Delphineis karstenii* with minor contributions from *Surirella fastuosa* var. *fastuosa* and *Trachyneis aspera*. The total percentage of benthic diatoms remained low compared to the other groups, varying in general between 2 and 6%, although higher values (8 to 9%) were found between 2800 and 2600 yrs BP (figure IV.4.e). All light-laminated intervals were marked by a decrease in these diatoms. Relative abundances of the benthic diatoms thus displayed opposite variations compared to the total diatom abundances.

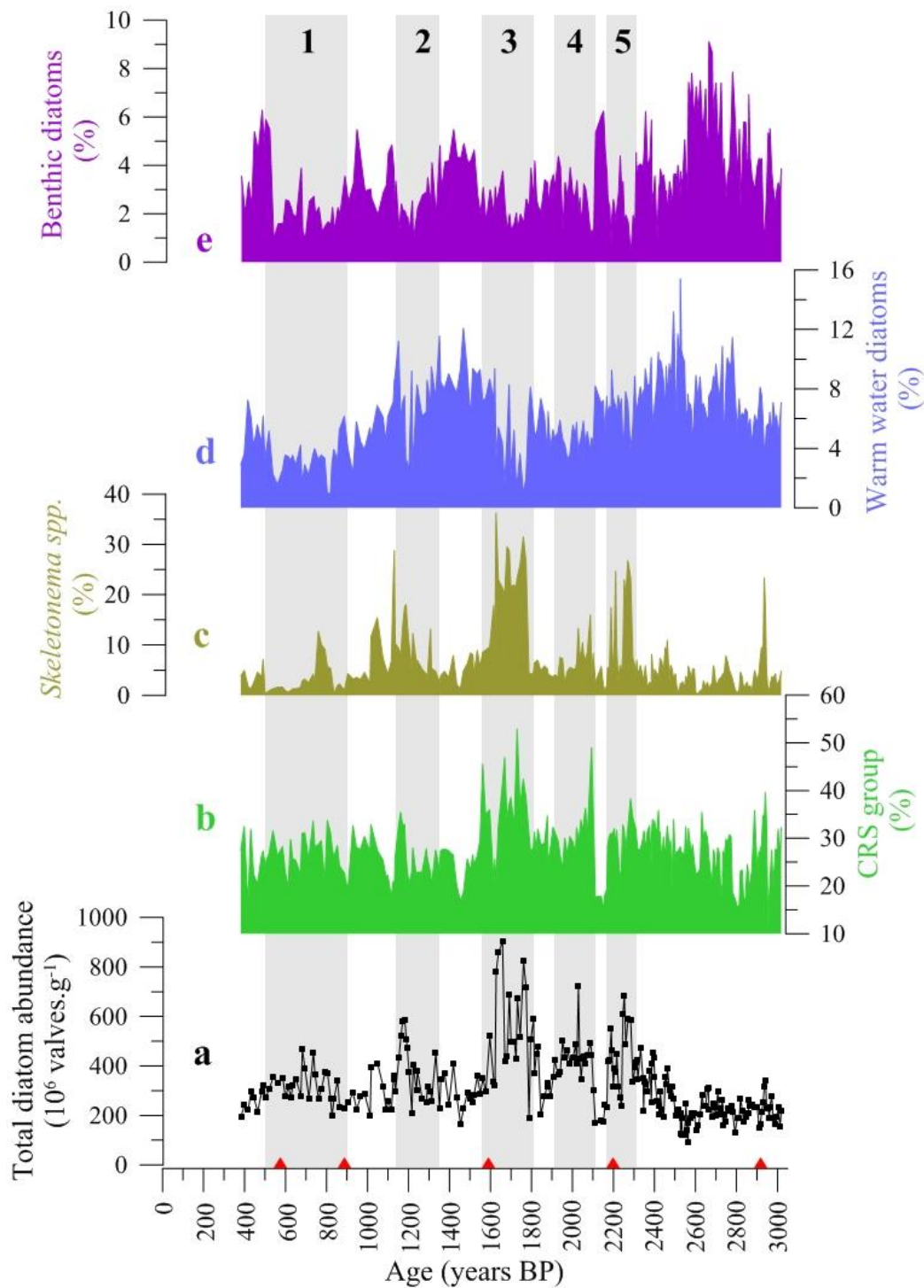


Figure IV.4: Diatom assemblages in core M772-003-2 (Peru margin, 15°S) over the last 3000 years: a) Total diatom abundances and relative abundances of b) *Chaetoceros* resting spores (CRS group); c) *Skeletonema* spp.; d) Warm water diatoms; e) Benthic diatoms. The red triangles indicate the radiocarbon ages. The gray shaded areas represent the intervals of increased diatom productivity, coincident with the dominance of light laminations in the sediment, as seen on the X-ray radiographies.

In summary, diatom assemblages show a contrast between the periods older and younger than 2500 years. The older interval is characterized by lower diatom abundances and higher percentages in warm water and benthic diatoms compared to the last 2500 years. Shorter-scale changes are materialized by five intervals of increased total diatom abundances, *Chaetoceros* resting spores and *Skeletonema* spp. percentages as well as decreased contributions of warm water and benthic diatoms. All groups materialize these centennial-scale variations, suggesting that these changes were related to a parameter controlling the whole diatom community. However, warm water diatoms display an overwhelming millennial cycle, indicating that this group may have responded to additional environmental parameters.

IV.1.3.c. Geochemical proxies

Iron (Fe) and Silicon (Si) contents measured with XRF core scanning display a similar pattern during the last 3000 years (figures IV.5.a and 5.b). The highest values were observed between 3050 and 2500 years BP before a decrease found between 2500 and 2100 years BP. The last 2100 years were marked in both elements by variations of smaller amplitude around a stable mean value (25,000 counts per second (cps) for Fe and 12,500 cps for Si). All five light-laminated intervals are characterized by a decrease in the Fe and Si contents of the sediment.

Si has both a lithogenic and a biogenic origin (diatoms, radiolaria and several species of sponges) whereas Fe is mostly found in the lithogenic fraction of the sediment. In order to evaluate the variations in biogenic Si, we calculated the Si/Fe ratio (figure IV.5.c). The Si/Fe ratio was higher during the light-laminated intervals and lower in between these intervals. The low-resolution opal content record follows a very similar pattern over the last 3000 years (figure IV.5.d) here supporting the use of Si/Fe as a proxy for biogenic silica. The Si/Fe record is also in agreement with the total diatom abundance record both in timing and amplitude, indicating that diatoms were the main opal vector to the sea-floor in the PUS.

Organic carbon (C_{org}) and total nitrogen (TN) contents are high throughout the record, with C_{org} varying between 3 and 7.5 % (figure IV.5.f) and TN reaching values between 0.3 and 0.8 % (figure IV.5.e). They both displayed the same variations, especially large decreases during the light-laminated intervals. In contrast, such decreases were not observed during the oldest part of the record, where organic matter contents remained high. The resulting C_{org}/TN (not shown) ratio was close to 10 over the whole record, indicating that the organic matter was predominantly of marine origin (Meyers, 1997). Organic matter contents generally varied in opposition to indicators of siliceous productivity (Si/Fe, opal and total diatom abundances) while they changed in parallel to Fe content.

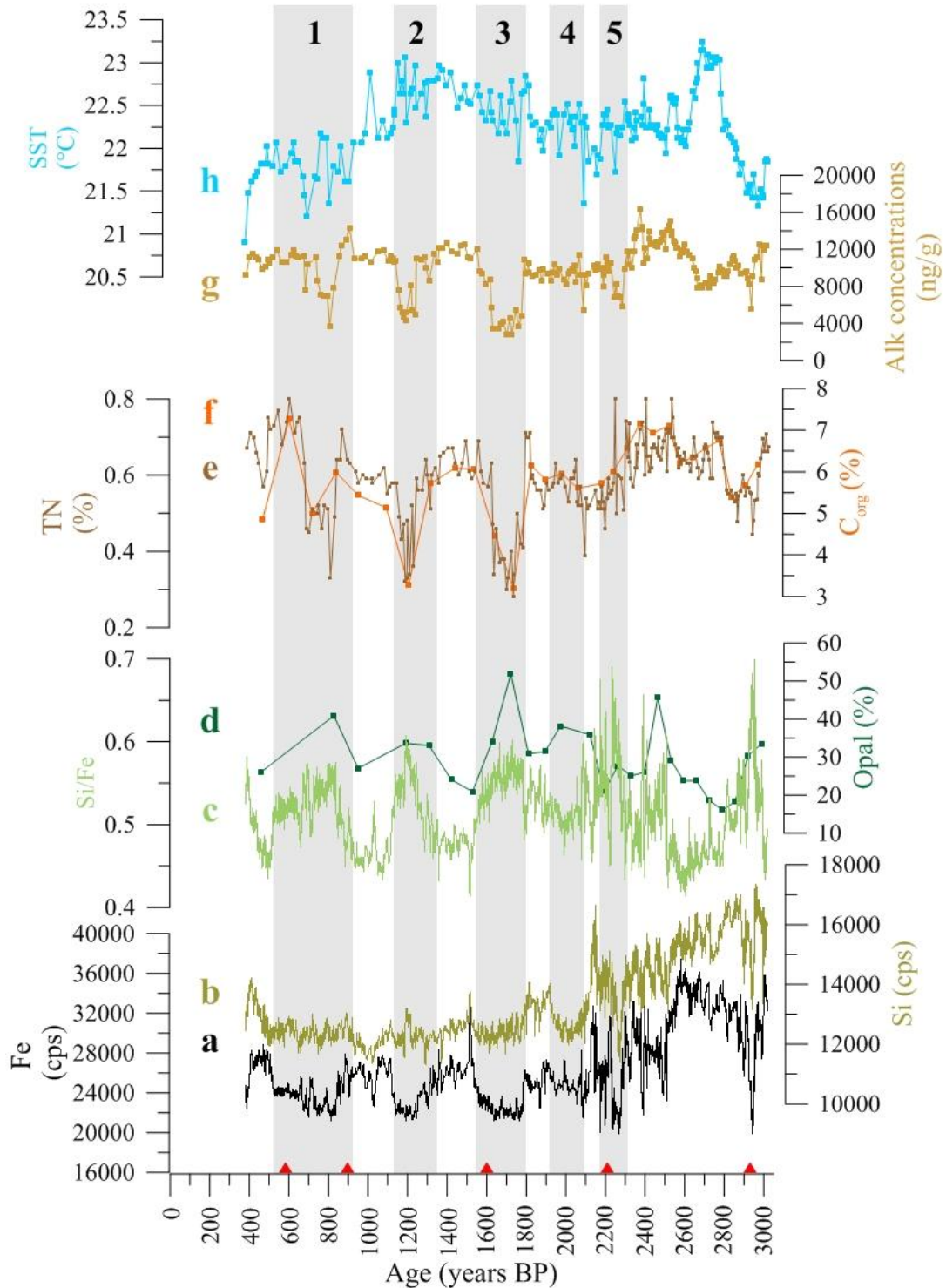


Figure IV.5: Geochemical records in core M772-003-2 (Peru margin, 15°S) over the last 3000 years: a) Fe; b) Si; c) Si/Fe; d) Opal (Mollier-Vogel, 2012); e) TN; f) C_{org} ; g) Total alkenone abundance; h) Alkenone-derived SSTs. The red triangles indicate the radiocarbon ages. The gray shaded areas represent the intervals of increased diatom productivity defined on figure IV.4.

Total alkenone concentration remained around 10,000 ng/g of sediment over the record, except during all light-laminated intervals where it decreased drastically, especially during intervals 3 to 1 (figure IV.5.g). Its variations mimic changes in organic matter contents (Figures IV.5.e and 5.f) and are opposite to total diatom abundances (figure IV.4a). We inferred Sea-Surface Temperatures (SSTs) using the alkenone unsaturation measurements (Sachs et al., 2000 and references therein). Sea-surface temperatures increased between 3050 and 2700 years BP, reaching a maximum of ~23.3°C (figure IV.5.h). This was followed by a sharp decrease between 2700 and 2600 years BP and SSTs remained stable around 22.3°C until 1800 yrs BP. Then, SSTs showed a second increase lasting approximately 400 yrs. Finally, SSTs decreased continuously over the last 1400 years. In contrast with other geochemical proxies, SSTs did not display any change in phase with the light or dark-laminated intervals, but interestingly its long-term trends mimic the millennial-scale variations of the percentages of warm water diatoms (figure IV.4.d).

IV.1.4. Discussion

Although our record reaches a decadal temporal resolution, the strongest changes are observed at the centennial to multi-centennial timescales. Inter-laminae variations are evident all through the records but the differences between two successive laminae are of much lower amplitude than the changes observed between dark-laminated and light-laminated intervals. Weak inter-laminae fluctuations are caused by the succession of several laminae of similar composition (dark or light laminae) in our record (figure IV.2), as described by Brodie and Kemp (1994) on another core from the Peruvian OMZ. The lack of alternating dark and light laminae suggests that the conditions in the PUS were relatively stable over successive decades. On the opposite, the alternation of dark- and light-laminated intervals represents strong changes at the centennial to millennial timescales. We thus focus on variations at these timescales in the following discussion.

IV.1.4.a. Productivity variations at the millennial to centennial timescales

IV.1.4.a.1. Millennial trends in productivity.

Diatoms are a major biogenic component of coastal upwelling sediments and have been largely used to derive information on paleoproductivity variations and, hence, on upwelling activity variations on tectonic, orbital and millennial time-scales (e.g. Abrantes, 1991a, 1991b, 2000; Bernárdez et al., 2008; Lange et al., 1998; Romero et al., 2006). Off Peru, only a few studies have

focused on diatom assemblages and mostly at low temporal resolution for the last climatic cycles (De Vries and Schrader, 1981; Schrader and Sorknes, 1990, 1991; Schrader, 1992).

Our data reveal high diatom abundances throughout the record, varying between 200 and 900 10^6 valves per gram of sediment (300 10^6 valves per gram of sediment on average). Our diatom abundances are one to two orders of magnitude higher than the maximum abundance reported for the southern part of the Humboldt Current off Chile (Romero and Hebbeln, 2003), but further offshore and at greater depths (outer shelf and upper slope), and thus certainly outside the main upwelling productive cell. They are however in agreement with diatom fluxes recorded in shelf cores off central and southern Peru over the last millennium (Gutiérrez et al., 2009). Our results are also of similar magnitude to values reported over the shelf off Namibia in the Benguela Current (Romero, 2010; Schuette and Schrader, 1981) and over the Antarctic continental shelves, where diatoms are the main primary producers (Bárcena et al., 2002; Crosta et al., 2008; Leventer, 1991; Stickley et al., 2005). Similarly, opal content in core M772-003-2 (35% on average) reaches values similar to the ones observed in other systems where diatoms are dominant (Crosta et al., 2005; Romero, 2010). Therefore, the huge diatom abundances and high opal content observed over the Peruvian shelf must result from strong primary production in the euphotic layer coupled to rapid export and burial of biogenic material helped by the shallow water depth. High export and burial efficiency is confirmed by the great percentage of *Skeletonema* spp., a dissolution sensitive diatom genus, in down-core M772-003-2 sediments. As previously observed in the laminated sediments of the Gulf of California (Schrader et al., 1980) and in the Benguela Current (Schuette and Schrader, 1981), the preservation of such weakly silicified diatoms must be related to extremely high productivity events associated with rapid burial.

Mean diatom abundances were lower in the 3000-2500 years BP interval than in the 2500-400 years BP interval (Fig. IV.6a). Although the former interval is only 500 years long, total diatom abundances presented very little variance. This interval is also characterized by high and stable Fe content, except for a very brief drop centered at 2920 years BP (figure IV.5.a), and high relative abundances of benthic diatoms (figure IV.4.e) and tropical oligotrophic diatoms (figure IV.4.d). These data suggest a period of increased precipitation on the nearby continent and a reduction of the Peruvian upwelling and expansion of the oligotrophic realm. These conditions were more favorable to the coccolithophorids, the second producers in the PUS after diatoms (De Mendiola, 1981). Indeed, alkenone concentrations were higher older than 2500 years BP (figure IV.5.g). The contribution of coccolithophorids to total productivity was estimated through the normalization of total alkenone concentrations to organic matter contents. The contribution of alkenone concentrations normalized to TN (chosen here as presenting a much higher resolution than C_{org}) was globally higher in the 3000-2500 years BP interval than in the 2500-400 years BP interval although a pluri-decadal drop is observed at ~2700 years BP (figure IV.6.b).

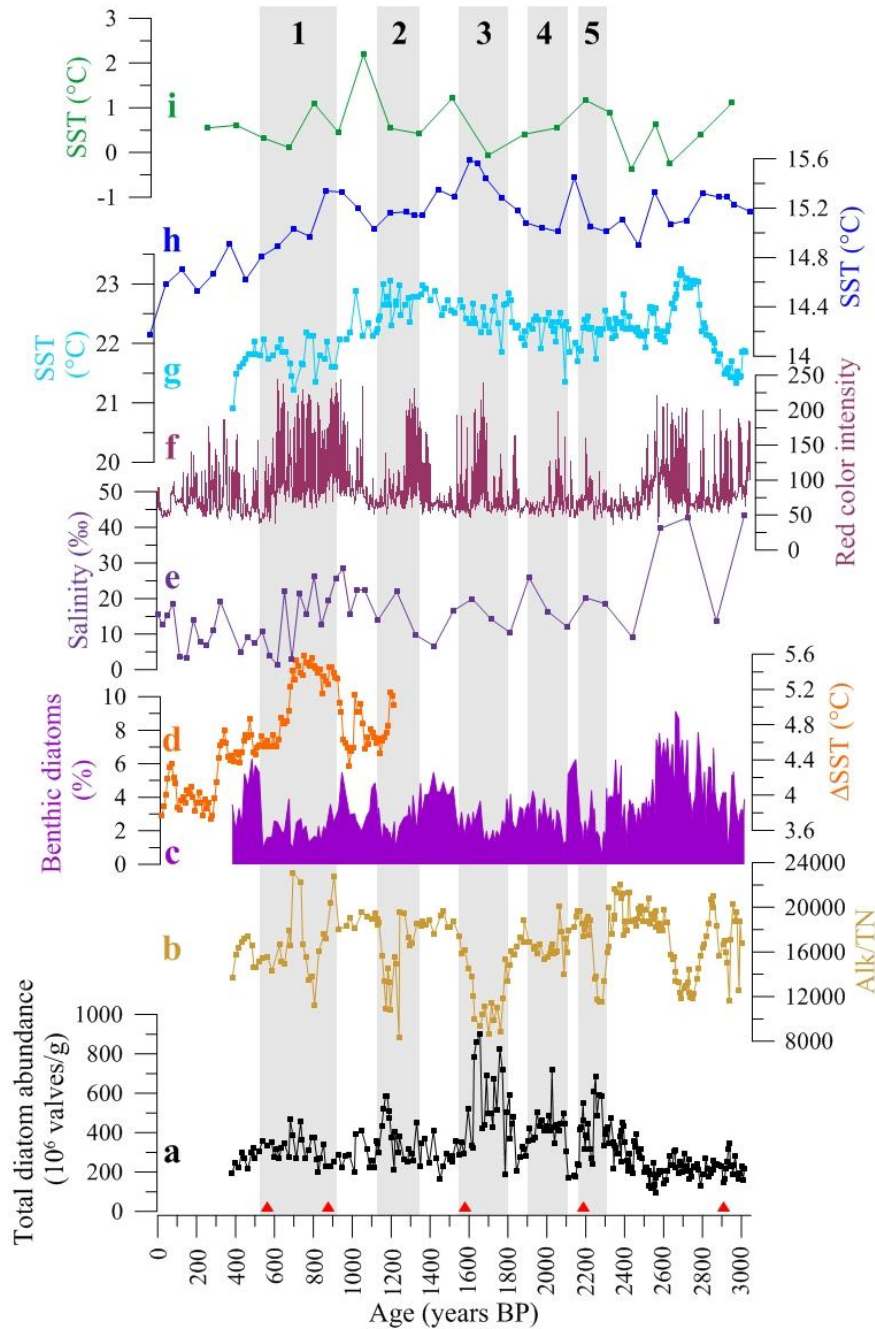


Figure IV.6: a) Total diatom abundances, b) Total alkenone abundance normalized to total nitrogen and c) Benthic diatom percentages measured in core M772-003-2 (Peru margin, 15°S) over the last 3000 years; d) Zonal SST gradient in the equatorial Pacific Ocean (Conroy et al., 2009); e) Salinity reconstruction on sediments from Moon Lake, North Dakota, USA, 46°N (Laird et al., 1996); f) Red color intensity on sediments from Laguna Pallcacocha, Ecuador, 2°S (Moy et al., 2002); g) SSTs measured on core M772-003-2, Peru margin, 15°S (this study); h) SSTs measured on core GeoB 3313-1, Chile margin, 41°S (Lamy et al., 2002); i) SSTs measured on core JPC-10, Palmer Deep basin, 65°S (Etourneau et al., 2013). The red triangles indicate the radiocarbon ages. The gray shaded areas represent the intervals of increased diatom productivity defined on figure IV.4.

IV.1.4.a.2. Centennial changes in productivity.

Mean total diatom abundances have been higher since 2500 years BP. Five periods of drastic increase in total diatom abundances are observed in core M772-003-2 over the last 2500 years (figure IV.6.a, grey bands). They correspond to the light-laminated intervals observed on the pictures and X-Ray images of the core. These variations can result from changes in diatom productivity and/or in opal preservation. Indeed, pore-water silica concentration controls the solubility of opal and any change in dissolved silica may drive changes in the preservation of diatom frustules (Archer et al., 1993). However, well-preserved diatom frustules dominate the assemblages throughout the record, indicating relatively little transformation of the frustules once they were buried in the sediment. Light-laminated intervals were also characterized by strong increases in relative abundances of *Skeletonema* spp. and CRS (figure IV.4.b and 4.c), two rapid blooming species groups, and by higher opal concentrations (figure IV.5.d). These observations suggest that these five periods were characterized by greater siliceous productivity boosted by more intense upwelling conditions, bringing more nutrients to the PUS.

Surprisingly, these intervals were also marked by lower organic matter contents (i.e., organic carbon, total nitrogen and alkenone concentrations; figure IV.5e-g). As Peruvian sediments are either terrigenous or biogenic (Agnihotri et al., 2008), total diatom abundances and total organic carbon content are diluted in the same way by variations in the delivery of riverine terrigenous material (Agnihotri et al., 2008; Rein et al., 2005). Thus, a dilution effect is certainly not an explanation for the differences observed between biogenic opal and organic matter. An alternative explanation could be provided by changes in the composition of the sediment. Previous studies from the Peruvian shelf indicated that the terrigenous mud laminae have higher organic carbon concentrations than the diatom ooze laminae (Kemp, 1994; Patience et al., 1990). These authors proposed that the organic matter originally associated to diatoms would be more prone to degradation compared to the biogenic material produced by other organisms (Patience et al., 1990), this process being reinforced by the high porosity (low density) of opal-rich sediments. The contribution of alkenone concentrations normalized to TN congruently decreased during intervals of increased siliceous productivity (figure IV.6a), suggesting reduced contributions of coccolithophorids during these periods. These organisms need lower amounts of nutrients compared to diatoms (Ziveri et al., 1995), therefore decreased contributions of coccolithophorids support the idea of intensified upwelling and productivity within the light-laminated intervals.

IV.1.4.b. High and low-latitude forcings on the Peruvian Upwelling System

IV.1.4.b.1. Low-latitude control on productivity variations at the centennial timescale.

The centennial-scale alternation between periods of high and low productivity occurred in phase with the alternation of dry and humid periods traced with biotic and terrigenous indices. First, proxies of siliceous productivity (total diatom abundances, opal content) and upwelling intensity (percentages of *Skeletonema* spp. and CRS) vary in opposition with percentages in benthic diatoms (figure IV.6.c). These organisms thrive attached to the substratum in sub- to inter-tidal environments (Hasle and Syvertsen, 1996). The presence of these diatoms at the core location indicates transport from the land coast, driven by runoff (Sánchez et al., 2012). Even though the southern Peruvian coast is hyperarid today (Garreaud et al., 2009), studies on continental deposits have shown that this region received rainfall during the strongest El Niño events (Beresford-Jones et al., 2009; Vargas et al., 2006). Benthic diatoms can thus be here considered as a proxy for intense rainfall. Decreased benthic diatom percentages within the light-laminated intervals indicate that conditions were probably drier when productivity increased. This interpretation is coherent with the observation that periods of lower (higher) benthic diatom abundances (figure IV.4.e) correspond to decreases (increases) in silicoclastic material delivery, as indicated by decreased (increased) Fe content (figure IV.5a). The observed negative correlation between benthic diatoms and productivity indices is thus coherent with the idea of variations in the PUS driven by changes in the mean state of ENSO. We consider the five light-laminated intervals, marked by enhanced productivity and reduced rainfall, as dominated by La Niña-like mean conditions while the rest of the record displays El Niño-like mean conditions, especially the period older than 2500 years BP, when both benthic diatom percentages and Fe content reached their highest values.

To test the hypothesis of a control by the mean state of ENSO, we compared our results to a record of the zonal SST gradient in the equatorial Pacific Ocean (figure IV.6.d; Conroy et al., 2009). The zonal SST gradient was stronger over the Medieval Warm Period (MWP; 950-600 years BP; Stuiver et al., 1995), which is materialized in our record by light-laminated interval 1. Two other smaller-amplitude increases in the zonal SST gradient are observed around 1050 and 1200 years BP and both are synchronous with increases in total diatom abundances (figure IV.6.a). The zonal SST gradient in the Pacific Ocean thus increases in phase with productivity off Peru. A strong zonal SST gradient, indicative of strengthened Walker circulation, is observed today during La Niña events (Julian and Chervin, 1978). Increased zonal SST gradients in the Pacific Ocean over the MWP thus indicate the predominance of La Niña-like mean conditions during this period and to a lesser extent at ~1050 and ~1200 years BP. We note an anti-correlation between records of the zonal SST gradient and benthic diatom relative abundances

(figure IV.6.c-d) suggesting dry conditions during periods of increased zonal SST gradients in the Pacific Ocean.

Our results indicate that La Niña-like conditions also prevailed during the RWP (1900-1550 years BP; Lamb, 1995) (light-laminated interval 3 on Figures IV.4-6) in agreement with previous studies (Routson et al., 2011; Salvattecí et al., 2014). Conversely, light-laminated interval 2 (1350-1150 years BP) occurred during the Dark Ages Cold Period (DACP; 1150-1500 years BP; Lamb, 1995), contrasting with previous studies inferring low productivity during this period (Salvattecí et al., 2014). We note that all intervals of increased productivity in the PUS coincide with increases in salinity in Moon Lake, located in the Great Plains of North America (figure IV.6.e; Laird et al., 1996), where La Niña events are marked with dry summers today (Hu and Feng, 2001), supporting some periods of sustained La Niña-like conditions off Peru during the DACP. The highest salinity in Moon Lake occurred during the 3000-2500 years BP period, which is dominated by El Niño like conditions in our record. However, such high salinity values, based on lacustrine diatoms, were biased by poor diatom preservation in Moon Lake between 4700 and 2200 years BP (Laird et al., 1996) and should be taken with great care. The occurrence of two light-laminated intervals earlier than 2000 years BP (light-laminated intervals 4 and 5 on Figures IV.4-6) suggests that the succession of El Niño and La Niña-like periods observed by Salvattecí et al. (2014) over the last 2000 years already prevailed as soon as 2500 years BP. The lack of light-laminated intervals between 3050 and 2500 years BP suggests that centennial changes in the Walker circulation were either reduced or occurred at longer timescales over the period earlier than 2500 years BP.

All our light-laminated intervals, which we interpreted as resulting of dominant La Niña-like conditions, occurred when the frequency of El Niño events increased according to the results published by Moy et al. (2002) (figure IV.6.f). Both observations appear contradictory as El Niño events should promote lower primary productivity (Pennington et al., 2006) and increased runoff for the strongest events (Ortlieb and Macharé, 1993). However, the record published in Moy et al. (2002) traces the frequency of individual El Niño events while our record is a reconstruction of the mean conditions in the PUS. Even though most studies assume that a La Niña-like mean state is not favorable for the development of El Niño events (Clement et al., 1999), model studies indicate that the frequency of El Niño events can increase when the zonal SST gradient is stronger in the Pacific Ocean, indicating a La Niña-like mean state (Fedorov, 2002). A shallow thermocline in the eastern equatorial Pacific, typical of La Niña-like conditions (Fiedler et al., 1992), leads to a strong thermocline slope in the Pacific Ocean. A strong thermocline slope potentially generates high amounts of available potential energy (Goddard and Philander, 2000), which are potentially converted into kinetic energy. Under such conditions, the thermocline is strongly sensitive to the Kelvin waves generated in the western equatorial Pacific if the trade winds are sufficiently weakened to enable the occurrence of westerly wind bursts (Fedorov, 2002). This mechanism could explain how intense El Niño events can be more frequent over

periods dominated by La Niña-like mean conditions. Reconstructions of past changes in the intensity of the trade winds and in the depth of the thermocline at the centennial timescale are needed to test this hypothesis.

IV.1.4.b.2. High-latitude control on SST variations at the multi-centennial timescale.

SSTs are generally used as tracers of upwelling intensity in coastal upwelling systems (e.g. Chapman and Shannon, 1987) because upwelling brings cold subsurface waters to the surface (Huyer et al., 1987). As such, we would expect a decrease in SSTs when diatom abundances increase and warmer sea surface waters under conditions of increased upwelling intensity and higher productivity. Indeed, a reduction in the intensity of the upwelling, characteristic of El Niño events, is expected to be accompanied with the advection of warmer waters from the Eastern equatorial Pacific to the Peruvian margin (Barber and Chavez, 1986), leading to an increase in SSTs off Peru (Quinn et al., 1987). However, the SSTs record from core M772-003-2 (figure IV.6.g) did not vary in opposition with total diatom abundances from the same core (figure IV.6.a). Sea-surface temperatures off Peru were therefore controlled by other factors than the intensity of the upwelling over the last 3000 years.

We here suggest that changes in the temperature of the water masses fueling the PUS were pivotal to explain our SST record. Indeed, surface waters off Peru are driven by the PCC or Humboldt Current (HC) (Fiedler and Talley, 2006). This current originates from the mid-latitude Pacific Ocean off Chile (Strub et al., 1998), where the South American continent blocks the Antarctic Circumpolar Current (ACC). Parallel variations in SSTs off Peru (this study) and SSTs off southern Chile (figure IV.6.h; Lamy et al., 2002), where the PCC originates, supports the idea of Peruvian SSTs being primarily controlled by the temperature of the PCC. SSTs off Peru and Chile are stable between 2700 and 1800 years BP, increase between 1800 and 1400 years BP and decrease over the last millennium. The decrease observed the last millennium starts later in the record by Lamy et al. (2002) compared to ours but the SSTs measured on another core off Chile indicate a decrease as early as 1400 years BP (Mohtadi et al., 2007), supporting our results. SST records from the southeastern Pacific suggest a warming PCC between 1800 and 1400 years BP before a cooling trend over the last millennium.

A stronger and colder PCC is observed when the ACC intensifies (Lamy et al., 2002), which occurs in response to the intensification of the southern westerly winds (McDermott, 1996). Past changes in the position and intensity of the southern westerlies were driven by the extent and intensity of the zonal atmospheric cells (Bertrand et al., 2014). The lack of correspondence between diatom abundances, which depend on the Walker circulation (i.e. the zonal circulation in the equatorial region), with Peruvian SSTs suggests that past changes in the strength and temperature of the PCC were mainly driven by atmospheric circulation in the polar region. SSTs

off the Antarctic Peninsula (figure IV.6.i; Etourneau et al., 2013) and atmospheric temperatures over Antarctica (Masson et al., 2000) decreased over the last millennium, indicating the intensification of the southern polar cell. The strengthening of the polar cell caused the latitudinal contraction of the southern westerlies wind belt (SWWB; Bertrand et al., 2014; Garreaud et al., 2013; Lamy et al., 2010). A contraction of the SWWB leads to the strengthening of the southern westerlies at the core of the SWWB, as observed today (Garreaud et al., 2009) and in the past (Lamy et al., 2010). Stronger westerly winds at the core of the SWWB intensify the ACC over the last millennium, leading to decreased SSTs off Chile and Peru. On the opposite, SSTs off the Antarctic Peninsula increased between 1800 and 1000 years BP (figure IV.6.i; Etourneau et al., 2013), indicating weakened circulation over Antarctica. Under these conditions, the SWWB expanded, leading to a weakened ACC and warming PCC, as shown by an increase in SSTs off Chile between 1800 and 1000 years BP (figure IV.6.h). The coherence of SSTs off Peru with SST and temperature records from Antarctica and the Southern Ocean suggest that multi-centennial variations of SSTs off Peru were mainly forced by climatic changes in the southern high latitudes rather than changes in upwelling intensity driven by the alternation of El Niño-like and La Niña-like mean conditions.

IV.1.5. Conclusion

The multiproxy study of core M772-003-2, conducted at the lamination scale and decadal resolution, indicates that the PUS response over the last 3000 years was better expressed at the centennial to millennial timescales compared to the decadal timescale. Centennial-scale changes in productivity were driven by tropical climatic variations. Past changes in the Walker circulation were the main processes controlling upwelling intensity in the PUS and runoff in coastal Peru, with increased diatom productivity and decreased rainfall being observed over periods of intensified Walker circulation. Such intervals of increased productivity, considered as dominated by La Niña-like mean conditions, yet occurred over periods of increased El Niño event frequency. We thus propose that the Walker circulation and the frequency of El Niño events were disconnected at centennial timescales over the last 3000 years. Model studies suggested a control of El Niño events by parameters beside the depth of the thermocline and the intensity of trade winds (Fedorov, 2002) but there is at the moment no record suitable to test this hypothesis. Multi-centennial SST variations were remotely controlled by the intensity of the Antarctic Circumpolar Current. This high-latitude control on SSTs prevailed over ENSO-related SST variations.

Aknowledgments

Cruise M772 was carried out as part the German collaborative research program “Climate-biogeochemistry interactions in the tropical ocean” (www.sfb754.de). We thank Stéphanie Desprat for providing help with CLAM program and for constructive discussions on the age model. Isabelle Billy provided help with XRF-core scanning. We thank Karine Charlier and Loïc Thiao-Layel for helping with the measurement of nitrogen isotopic ratios. Elfi Mollier-Vogel provided the opal data. We thank Silvia Koch for helping with the analysis of the alkenones. Vincent Hanquiez prepared the map displayed as figure IV.1. We thank Dr. Matthias Hüls from the Leibniz Laboratory for Isotope Research and Dating in Kiel for providing the ^{14}C ages. The research leading to these results received funding from the European Union’s Seventh Framework Programme (FP7/2007–2013) under Grant 243908, “Past4Future, Climate change—Learning from the past climate.”

IV.2. Dynamique de la Zone à Oxygène Minimum du Pérou au cours des derniers 7000 ans

Le PUS est une des régions les plus productives de l’océan (Barber et Smith, 1981). Il en résulte une intense production biologique dans les eaux de surface, qui contribue, avec une faible ventilation par les courants de subsurface, à la mise en place de l’OMZ la plus intense au monde (Karstensen et al., 2008). Sous les conditions de déficit en oxygène caractéristiques des OMZ, la dénitrification s’intensifie dans la colonne d’eau (Liu et Kaplan, 1989). Ce processus représente la première cause de diminution des concentrations en azote bio-disponible dans l’océan et est supposée avoir exercé un contrôle important sur la pompe biologique océanique dans le passé, en particulier lors des transitions glaciaires-interglaciaires (Ganeshram et al., 1995 ; Altabet et al., 1995 ; Galbraith et al., 2013). De plus, cette réaction est responsable de l’émission de N_2O , par ailleurs un puissant gaz à effet de serre (Farías et al., 2007 ; Naqvi et al., 1998 ; Naqvi et al., 2010). L’expansion et l’intensification des OMZ observée au cours des dernières décennies (Stramma et al., 2008) pourrait ainsi contribuer à l’accélération du réchauffement climatique global en cours (Naqvi et al., 1998).

Les variations de l’intensité des OMZ sont particulièrement bien documentées à l’échelle des cycles glaciaire-interglaciaire (Altabet et al., 1999 ; Ganeshram et al., 2000 ; Kienast et al., 2002 ; von Rad et al., 1995) et à l’échelle des événements climatiques millénaires qui ont rythmé les périodes glaciaires (Altabet et al., 2002 ; Cartapanis et al., 2012 ; De Pol-Holz et al., 2006 ; Emmer et Thunell, 2000 ; Hendy et al., 2002 ; Hendy et al., 2004 ; Hendy et Pedersen, 2006 ; Ivanochko et Pedersen, 2004 ; Pichevin et al., 2007 ; Pride et al., 1999 ; Robinson et al., 2007). L’intensité des OMZ est contrôlée à ces échelles de temps par la combinaison de changements de

productivité (Ganeshram et al., 2002) et de variations d'intensité de la ventilation (Galbraith et al., 2013). Dans l'Océan Pacifique, la quantité d'oxygène dans les masses d'eaux intermédiaires est le facteur principal de changement d'intensité des OMZ à l'échelle millénaire (Robinson et al., 2007). Les fluctuations centennales et millénaires des OMZ au cours de l'Holocène sont en revanche peu étudiées. Les enregistrements holocènes de l'OMZ du Pérou indiquent une réduction de l'intensité de l'OMZ du début de l'Holocène jusqu'à 6000-5500 ans BP (Mollier-Vogel, 2012 ; Mollier-Vogel et al., soumis). L'intensification de l'OMZ du Pérou il y a 6000-5500 ans a été suivie jusqu'à nos jours d'une période de forte variabilité de l'intensité de l'OMZ (Chazen et al., 2009 ; Mollier-Vogel et al., soumis), et les deux derniers millénaires se caractérisent par une alternance à l'échelle centennale entre des périodes de forte et de faible intensité de l'OMZ (Agnihotri et al., 2008).

Les études consacrées à l'OMZ du Pérou au cours de l'Holocène se basent sur l'analyse de carottes sédimentaires laminées (Agnihotri et al., 2008 ; Chazen et al., 2009). Les laminations sédimentaires enregistrent potentiellement des variations climatiques à de hautes résolutions temporelles (Brodie et Kemp, 1994). Or, les enregistrements millénaires de l'OMZ du Pérou sont issus d'un échantillonnage discret, ne tenant pas compte de la disposition et de l'épaisseur des lamines. Ces études ont donc montré des variations climatiques millénaires (Chazen et al., 2009) et centennales (Agnihotri et al., 2008) alors que l'échantillonnage et l'analyse des lamines individuelles peuvent permettre d'atteindre une échelle temporelle sub-décennale (Agnihotri et al., 2008). Nous présentons un nouvel enregistrement de l'OMZ du Pérou, issu de l'analyse d'une carotte de sédiments marins à l'échelle des laminations. L'objectif est de retracer les variations pluri-annuelles à millénaires de l'OMZ du Pérou au cours de l'Holocène et d'en déduire les processus contrôlant ce système à ces échelles de temps.

IV.2.1. Variations de l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans

Nous présentons des enregistrements de la composition isotopique en azote ($\delta^{15}\text{N}$; figure IV.7.a) et des concentrations en fer (Fe ; figure IV.7.b) obtenus à partir de la carotte piston M772-003-2, située au cœur de l'OMZ du Pérou. Ces enregistrements ont été obtenus avec des techniques différentes (XRF pour le fer et spectrométrie de masse sur la matière organique pour le $\delta^{15}\text{N}$). Ils atteignent tous deux de hautes résolutions temporelles : pluri-annuelle pour le $\delta^{15}\text{N}$ et sub-annuelle pour le fer. Le $\delta^{15}\text{N}$ a en effet été mesuré sur des échantillons correspondant à des lamines individuelles. Sachant qu'il y a 771 lamines sur les cinq tronçons que nous étudions et qui couvrent 6587 ans, une lamine couvre en moyenne 8 ans, ce qui aboutit à une résolution pluri-annuelle pour l'enregistrement de $\delta^{15}\text{N}$. Les concentrations en fer ont été estimées par analyse XRF du sédiment avec une résolution spatiale de 200 μm , ce qui nous permet d'atteindre une résolution temporelle sub-annuelle, plus précise que celle obtenue pour le $\delta^{15}\text{N}$. Sachant que le

fer est lié à la fraction silicoclastique et que le $\delta^{15}\text{N}$ est mesuré sur la matière organique, qui appartient à la fraction biogène du sédiment, ces deux proxies sont indépendants.

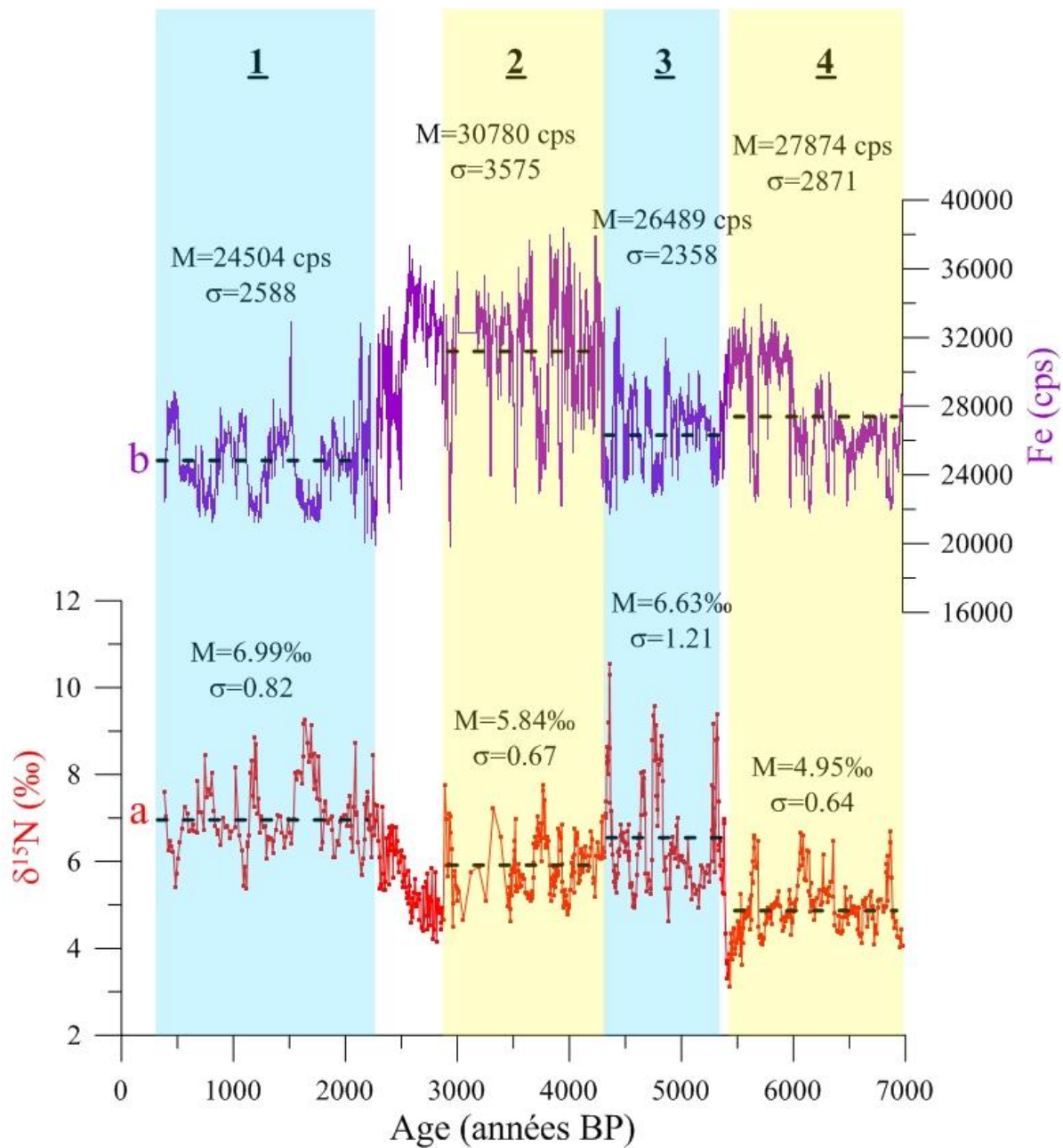


Figure IV.7: Données de la carotte piston M772-003-2, 15°S. a) $\delta^{15}\text{N}$; b) Fe. Les traits en tiretés représentent la moyenne par intervalle.

Les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ les plus récentes sont proches de celles mesurées précédemment sur les sédiments de surface de notre zone d'étude (Mollier-Vogel et al., 2012) et sur les enregistrements sédimentaires de l'OMZ du Pérou au cours de l'Holocène (Agnihotri et al., 2008 ; Higginson et al., 2004). Les observations actuelles indiquent un déficit en nitrates et une augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates dans les eaux de subsurface dans cette région, en particulier au Sud de 8-9°S (Mollier-Vogel et al., 2012). Ces deux phénomènes sont interprétés comme une conséquence du processus de dénitrification, réaction bactérienne qui a lieu dans le contexte de déficit en oxygène caractéristique des OMZ (Codispoti et Christensen 2005 ; Liu et Kaplan, 1989). L'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates dans la colonne d'eau, qui résulte de la dénitrification, est reflétée par un $\delta^{15}\text{N}$ élevé dans les sédiments de surface de la marge péruvienne (Mollier-Vogel et al., 2012). Le $\delta^{15}\text{N}$ des sédiments est donc d'autant plus élevée que la dénitrification est intense. Or, l'intensité de la dénitrification diminue lorsque les concentrations en oxygène augmentent, indiquant une réduction de l'intensité de l'OMZ. Le $\delta^{15}\text{N}$, marqueur de l'intensité de la dénitrification, est donc utilisé pour retracer les changements d'intensité des OMZ, dont celle du Pérou, dans le passé (Agnihotri et al., 2008 ; Altabet et al., 1995). Nous interprétons alors notre enregistrement du $\delta^{15}\text{N}$ en termes de variations relatives d'intensité de l'OMZ du Pérou.

Avant de retracer les variations pluri-annuelles du $\delta^{15}\text{N}$, nous devons comprendre dans quelles tendances à long-terme ces fluctuations s'inscrivent. Nous observons sur l'enregistrement du $\delta^{15}\text{N}$ une augmentation en deux étapes au cours de l'Holocène, les augmentations ayant lieu vers 5400 et entre 2600 et 2200 ans BP (figure IV.7.a). Chacune de ces deux étapes est précédée d'une période au cours de laquelle une diminution du $\delta^{15}\text{N}$ est observée, entre 6000-5400 et 4400-2600 ans BP. Suite aux deux phases d'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$, les valeurs restent supérieures à celles observées auparavant et varient avec une amplitude accrue, ce qui est observé entre 5400 et 4400 ans BP puis au cours des derniers 2200 ans. Le $\delta^{15}\text{N}$ varie en effet de $\pm 4-5\text{‰}$ après chacune de ces périodes d'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ contre des variations de $\pm 2\text{‰}$ dans le reste de l'enregistrement. L'augmentation rapide du $\delta^{15}\text{N}$ vers 5400 puis entre 2600 et 2200 ans BP témoigne d'une intensification de l'OMZ au cours de ces périodes. Les intervalles immédiatement postérieurs à ces phases d'intensification (5400-4400 ans BP et derniers 2200 ans) présentent des valeurs élevées mais variables du $\delta^{15}\text{N}$ qui indiquent une OMZ intense mais fluctuant à l'échelle pluri-annuelle.

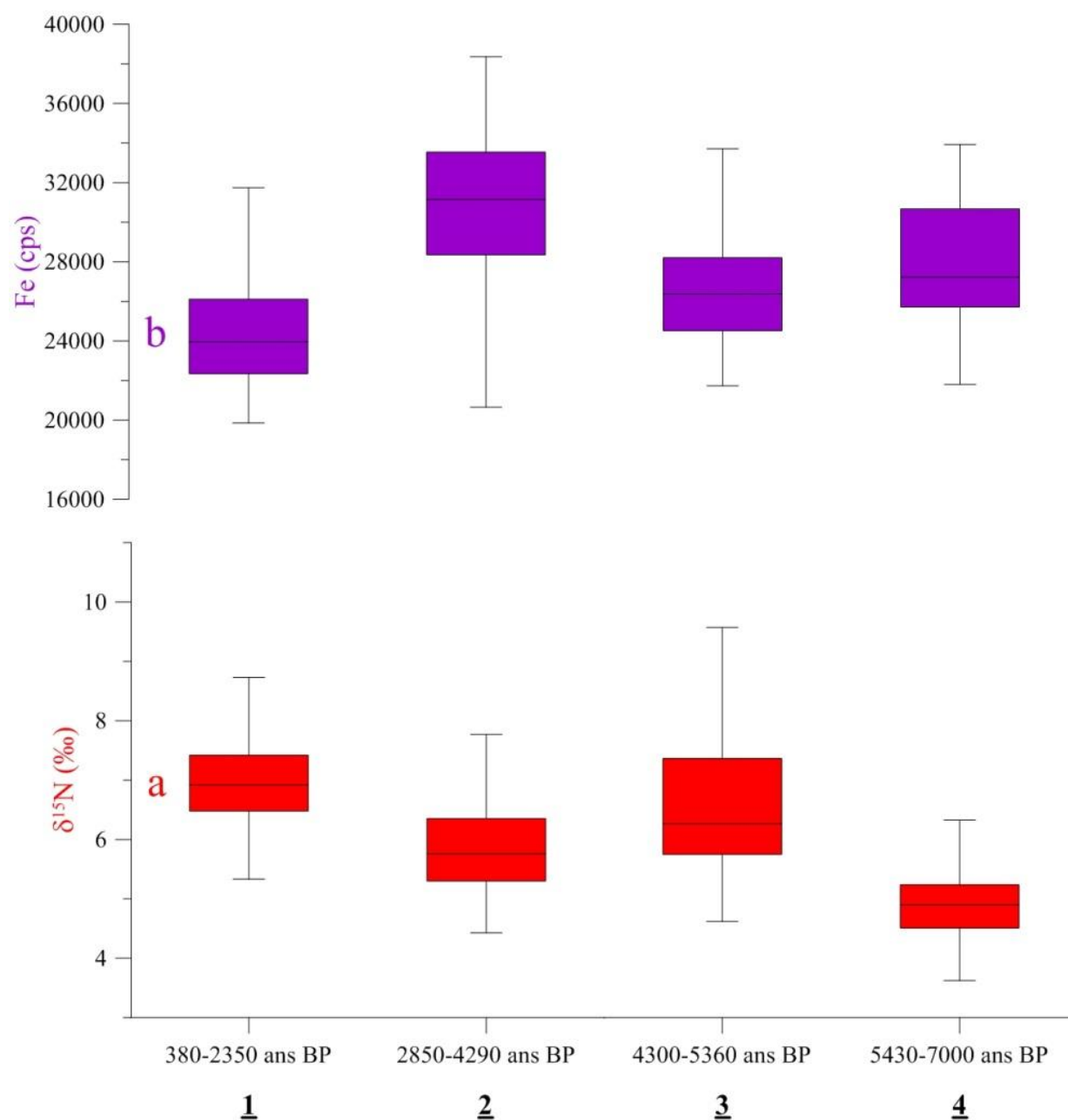


Figure IV.8: Diagrammes en boîte des données présentées sur la figure IV.7. a) $\delta^{15}\text{N}$; b) Fe. La barre horizontale dans chaque rectangle de couleur représente la médiane de la variable considérée. Le premier et le troisième quartile d'une variable sont indiqués par la base et le sommet des rectangles de couleur respectivement. Les valeurs minimales et maximales d'une variable correspondent aux extrémités inférieures et supérieures de la boîte à moustaches (barres verticales) respectivement.

Le fer, élément fréquemment observé dans le matériel silicoclastique, a communément été utilisé dans notre zone d'étude pour retracer les fluctuations du flux de particules terrigènes apportées depuis le continent et reflète donc les variations des précipitations régionales (Agnihotri et al.,

2008). Bien qu'une partie du fer contenu dans les sédiments puisse être relargué dans la colonne d'eau sous des conditions réductrices (Scholz et al., 2014) et donc altérer potentiellement les enregistrements des concentrations en fer dans les OMZ, les signaux d'éléments non-réactifs et représentatifs de la fraction silicoclastique tels que le zirconium et le titane sont similaires à celui du fer dans l'OMZ du Pérou (Agnihotri et al., 2008 ; Fleury et al., en révision à QSR). Les concentrations en fer représentent donc la fraction silicoclastique du sédiment. Les particules silicoclastiques sont principalement transportées au large du Pérou par le ruissellement (Rein et al., 2004 et 2005). Le ruissellement n'est significatif dans notre zone d'étude que lorsque les précipitations augmentent au niveau des côtes péruviennes. De telles conditions sont rarement observées dans le désert hyperaride qui s'étend sur les côtes péruviennes au Sud de 8°S, donc seuls les événements El Niño les plus intenses provoquent des précipitations dans cette région (Ortlieb et Macharé, 1993).

Il ressort de l'enregistrement du fer que ses variations sont opposées à celles du $\delta^{15}\text{N}$. Les concentrations en fer diminuent ainsi vers 5400 ans BP puis entre 2600 et 2200 ans BP (figure IV.7.b), alors que le $\delta^{15}\text{N}$ augmente. Chacune de ces périodes de diminution est précédée d'un intervalle pendant lequel les concentrations en fer sont élevées. Les périodes entre 6000 et 5400 ans BP et entre 4400 et 2600 ans BP se caractérisent ainsi par les concentrations en fer les plus élevées de l'enregistrement. A l'inverse, les intervalles postérieurs aux phases de diminution des concentrations en fer, entre 5400 et 4400 ans BP puis entre 2200 ans BP et aujourd'hui, se marquent par les concentrations en fer les plus faibles de l'enregistrement. La diminution des concentrations en fer vers 5400 ans BP puis entre 2600 et 2200 ans BP reflètent une diminution des précipitations sur les côtes péruviennes, aboutissant à des conditions sèches qui persistent entre 5400 et 4400 BP puis au cours des derniers 2200 ans.

Les deux enregistrements peuvent être divisés en quatre intervalles temporels, à l'exclusion des deux phases d'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$: de 7000 à 5400 ans BP, de 5400 à 4400 ans BP, de 4400 à 2800 ans BP et de 2200 à 400 ans BP (figure IV.7). Ces intervalles sont notés 1 à 4 du plus récent au plus ancien. Les intervalles 1 et 3 débutent tous deux par une augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ associée à une diminution des concentrations en fer. Ces tendances se marquent notamment par une augmentation de la moyenne (figure IV.7.a) et de la médiane (figure IV.8.a) du $\delta^{15}\text{N}$ et par une diminution de la moyenne (figure IV.7.b) et de la médiane (figure IV.8.b) des concentrations en fer. Les tendances inverses sont observées au début de l'intervalle 2. Le $\delta^{15}\text{N}$ et la concentration en fer présentent ainsi des variations opposées à l'échelle millénaire sur l'ensemble des intervalles temporels que nous avons définis. Les différences entre les médianes observées sur les quatre périodes ne sont certes pas significatives statistiquement car la médiane observée sur un intervalle est toujours comprise entre le minimum et le maximum des valeurs mesurées sur les trois autres périodes (figure IV.8). Cependant, la médiane observée sur chaque intervalle est supérieure au troisième quartile de l'intervalle antérieur et inférieure au premier quartile de l'intervalle postérieur ou inversement (figure IV.8). La médiane d'une période est ainsi observée

parmi les valeurs extrêmes (soit les 25% plus élevées, soit les 25% plus faibles) des intervalles immédiatement antérieur et postérieur. Cette observation témoigne d'un shift non négligeable des valeurs d'un intervalle à un autre, ce qui supporte l'hypothèse de quatre intervalles distincts dans notre enregistrement.

Les variations inter-lamines (i.e. à l'échelle pluri-annuelle) sont faibles en comparaison des changements observés à des échelles temporelles plus longues. Plusieurs lames de composition proche se succèdent, suggérant que les conditions moyennes dans l'OMZ du Pérou sont relativement stables sur des périodes de plusieurs années. En revanche, une alternance entre des phases de diminution du $\delta^{15}\text{N}$ et d'augmentation des concentrations en fer avec des intervalles d'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ et de diminution des concentrations en fer s'observe aux échelles pluri-décennale à centennale. Par exemple, l'intervalle 3 présente trois pics pluri-décennaux de $\delta^{15}\text{N}$ vers 4400, 4800 et 5200 ans BP, qui coïncident chacun avec une réduction des concentrations en fer. De même, trois périodes multicentennales d'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ et de diminution des concentrations en fer s'observent dans l'intervalle 1, entre 1800 et 1550 ans BP, entre 1350 et 1150 ans BP puis entre 900 et 500 ans BP. L'opposition entre le $\delta^{15}\text{N}$ et la concentration en fer indique que l'intensité de l'OMZ était maximale sous des conditions de réduction du ruissellement donc de diminution des précipitations sur les côtes péruviennes.

IV.2.2. Forçages exercés sur l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans

IV.2.2.a. Fluctuations millénaires en réponse aux changements de précession

Nous observons une tendance pluri-millénaire à une intensification de l'OMZ au cours des derniers 7000 ans, qui est indiquée par une valeur positive du coefficient de régression correspondant à la droite de régression du $\delta^{15}\text{N}$ (figure IV.9.a) d'équation :

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = - 0,0003 * \text{Age (ans)} + 7,22.$$

La valeur moyenne du $\delta^{15}\text{N}$ culmine à près de 7‰ au cours des derniers 2200 ans (figure IV.9.a). L'étude des variations millénaires des OMZ a montré que celles-ci étaient contrôlées soit par la demande en oxygène, qui dépend de l'export de matière organique (Ganeshram et al., 2002), soit par la ventilation (Galbraith et al., 2013).

Afin de tester l'hypothèse d'un contrôle de l'OMZ par l'export de matière organique, nous avons comparé notre enregistrement de $\delta^{15}\text{N}$ (figure IV.9.a) aux indices de productivité obtenus sur la même carotte. Lorsque la productivité est le principal facteur de contrôle de l'intensité de l'OMZ, une augmentation de la production exportée accroît la consommation d'oxygène dans les eaux de subsurface, ce qui stimule la dénitrification et provoque l'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$. Nous avons

montré dans le chapitre IV.1 que le carbone organique était potentiellement dilué par d'autres fractions du sédiment, notamment par la silice biogène. De plus, la matière organique est moins bien préservée dans les sédiments riches en opale déposés lors des épisodes de forte productivité siliceuse (Patience et al., 1990). Nous considérons donc uniquement des traceurs de la productivité siliceuse pour tester l'impact de la production exportée sur l'OMZ. La productivité siliceuse a été reconstruite à partir de la silice biogène, estimée en normalisant les concentrations en Si (figure IV.9.b) par les concentrations en Fe (figure IV.7.b), i.e. en faisant le rapport Si/Fe (figure IV.9.c). Le pourcentage d'opale dans le sédiment (figure IV.9.d ; Mollier-Vogel, 2012) et l'abondance totale des diatomées (figure IV.9.e ; X. Crosta, communication personnelle) ont de plus été estimés au cours d'études précédentes sur des échantillons prélevés tous les 5 et tous les 10 cm respectivement. Ces deux derniers enregistrements ne montrent pas de tendance à long-terme, contrairement au Si/Fe, qui diminue de 7000 ans BP jusqu'à la période actuelle. Aucun indice de productivité siliceuse ne suit donc de tendance pluri-millénaire parallèle à l'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$. La demande en oxygène n'est donc pas le principal contrôle exercé sur l'intensité de l'OMZ à l'échelle pluri-millénaire.

Chazen et al. (2009) proposent l'hypothèse d'une intensité de l'OMZ du Pérou contrôlée essentiellement par la ventilation. Or, l'Holocène moyen, de 9000 à 6000 ans BP, se marque par un maximum d'intensité de l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC ; McManus et al., 2004). La diminution du rapport Pa/Th pendant l'Holocène moyen indique que la ventilation de l'océan global était plus intense. L'intensification de la ventilation globale pendant l'Holocène moyen aurait provoqué l'accélération de l'Equatorial Undercurrent (EUC), principale source d'oxygène dans l'Océan Pacifique Est (Tsuchiya, 1968). L'EUC génère le Peru-Chile Undercurrent (PCUC), masse d'eau qui se trouve à la profondeur de l'OMZ (entre 50-70 m et 300-500 m) au large du Pérou (Strub et al., 1998). Sachant que le bilan des éléments chimiques dissous dans l'OMZ est dominé par les processus liés à l'advection et à l'upwelling (Toggweiler et Carson, 1995), une accélération de l'advection d'oxygène depuis le Pacifique équatorial aurait réduit l'intensité de l'OMZ et approfondi l'oxycline (Mollier-Vogel et al., soumis). Or, c'est au niveau de l'oxycline que les nitrates enrichis en ^{15}N s'accumulent sous l'effet de la dénitrification. L'approfondissement de l'oxycline aurait réduit la capacité de l'upwelling à remonter des nitrates riches en ^{15}N , ceux-ci étant situés en-dessous des masses d'eaux remontées lors de l'upwelling. Ce mécanisme pourrait expliquer le minimum de $\delta^{15}\text{N}$ observé pendant l'Holocène moyen. A l'inverse, la réduction de la circulation profonde observée au tardi-Holocène aurait réduit les apports d'oxygène dans le PUS, provoquant une intensification de l'OMZ.

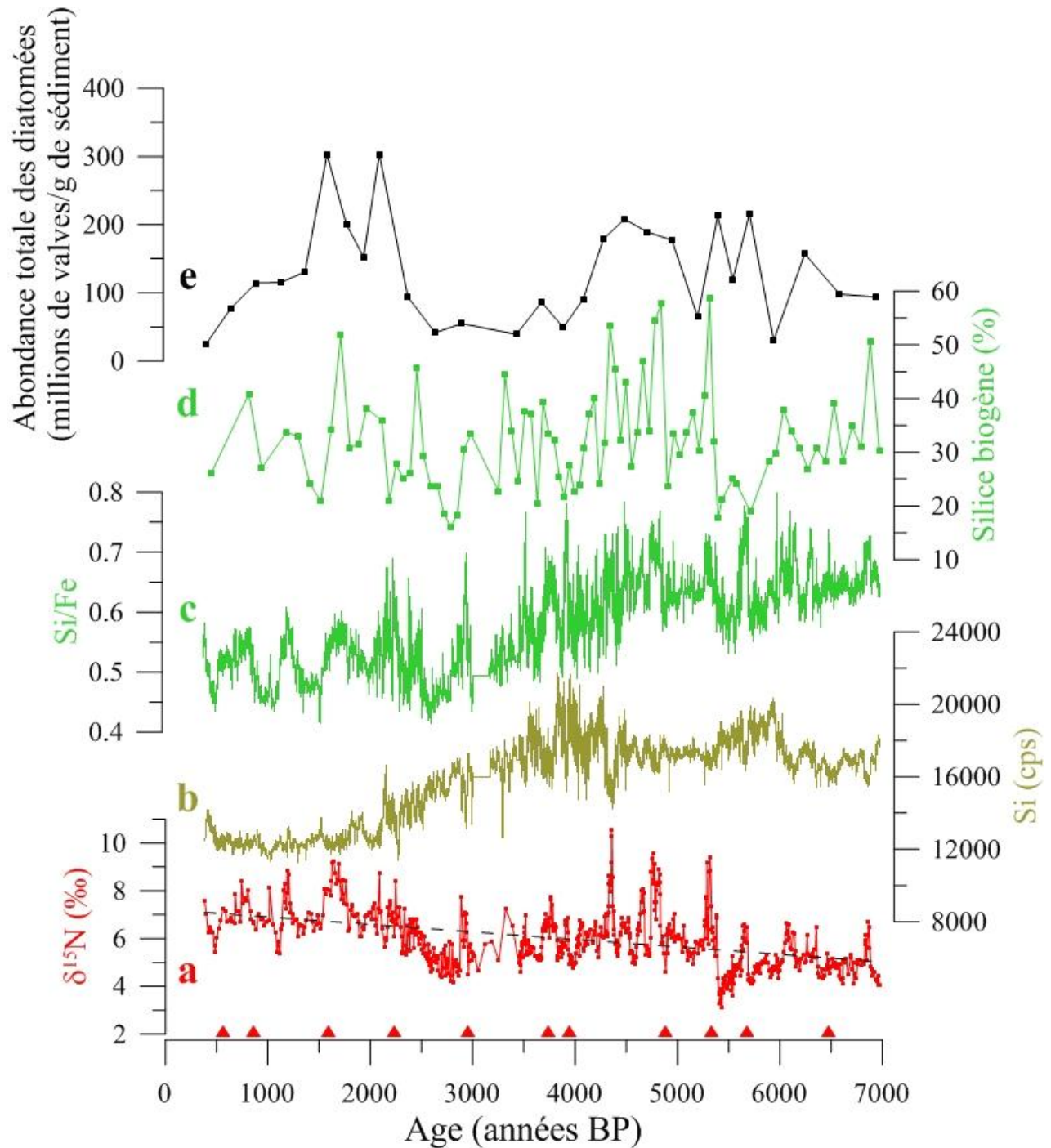


Figure IV.9: Données obtenues sur la carotte M772-003-2, marge péruvienne, 15°S, au cours de cette étude (a : $\delta^{15}\text{N}$; b : Si ; c : Si/Fe) ; d : Pourcentage de silice biogène mesuré sur la même carotte (Mollier-Vogel, 2012); e : Abondance totale des diatomées (X. Crosta, communication personnelle). La ligne en tirets représente la régression linéaire obtenue sur le $\delta^{15}\text{N}$. Les triangles indiquent les âges ^{14}C .

La réduction de la ventilation au cours du tardi-Holocène pourrait ainsi être à l'origine de la tendance millénaire à l'intensification de l'OMZ observée sur notre enregistrement. Cependant, les traceurs d'intensité de l'AMOC indiquent de très faibles différences entre l'Holocène moyen et le tardi-Holocène comparées aux variations observées au cours de la dernière déglaciation (McManus et al., 2004). Des données supplémentaires à une résolution temporelle supérieure sont donc requises pour vérifier si la réduction de la ventilation au cours du tardi-Holocène est significative. Des simulations devront également être réalisées en parallèle de ces études afin de déterminer si l'amplitude des variations holocènes de l'AMOC est suffisante pour générer les variations millénaires de la dénitrification dans l'OMZ du Pérou.

IV.2.2.b. Contrôle de l'OMZ par la circulation de Walker à l'échelle centennale

Outre une tendance long-terme à l'intensification de l'OMZ tout au long du tardi-Holocène, nous observons une alternance, aux échelles pluri-décennale à centennale, entre des périodes d'intensification de l'OMZ, marquées par des pics de $\delta^{15}\text{N}$, et des intervalles pendant lesquels l'intensité de l'OMZ est plus modérée (figure IV.10.a). Les phases d'intensification de l'OMZ sont systématiquement associées à une augmentation de la productivité dans le PUS, comme indiqué par une augmentation des marqueurs représentatifs de la silice biogène (figures IV.10.b-d). A l'inverse, les phases marquées par une OMZ modérée le sont également par une réduction de la productivité dans le PUS. Les phases de réduction de l'OMZ sont ainsi dominées par des conditions moyennes peu productives, tandis que les phases d'intensification, indiquées sur la figure IV.10 par des bandes bleu-vert, sont marquées par des conditions moyennes plus productives. Les variations centennales de l'intensité de l'OMZ sont ainsi contrôlées par la demande en oxygène générée par la productivité dans les eaux de surface.

Le principal facteur de variation de la productivité dans le PUS à l'échelle interannuelle est l'ENSO, les événements El Niño étant marqués par une réduction de la productivité en surface (Cowles et al., 1977) alors que les événements La Niña se caractérisent par une forte productivité. Or, les événements El Niño actuels se marquent par une augmentation des concentrations en oxygène dans l'OMZ synchrone avec une diminution de la production biologique en surface (Gutiérrez et al., 2008), indiquant un contrôle de l'OMZ par la demande en oxygène à l'échelle interannuelle. L'observation d'une relation similaire à l'échelle centennale suggère que les fluctuations centennales de l'ENSO ont pu contribuer aux variations de l'intensité de l'OMZ à cette échelle. Pour tester cette hypothèse, nous comparons le $\delta^{15}\text{N}$ (figure IV.10.a) avec les concentrations en fer dans la même carotte, que nous utilisons pour retracer les précipitations sur les côtes péruviennes (figure IV.10.e). Ces deux enregistrements présentent des variations opposées, suggérant des conditions plus humides lorsque l'OMZ est moins intense. En outre, l'opposition entre les concentrations en fer et les marqueurs de productivité siliceuse (figure

IV.10.b-d), permet de préciser que les côtes péruviennes sont plus humides lorsque le PUS est plus productif. Or, les événements El Niño les plus intenses provoquent des précipitations anormalement élevées sur les côtes péruviennes (Deser et Wallace, 1987). L'observation d'une augmentation des précipitations sur les côtes péruviennes synchrone avec une diminution de la productivité et de l'intensité de l'OMZ à l'échelle centennale corrobore donc l'hypothèse d'un forçage par l'ENSO à cette échelle de temps.

Les enregistrements du PUS couvrant les deux derniers millénaires montrent, comme dans notre enregistrement, des oscillations centennales de l'intensité de l'OMZ synchrones avec les variations des précipitations, l'OMZ s'intensifiant lorsque les côtes péruviennes sont plus sèches (Agnihotri et al., 2008 ; Fleury et al., en révision à QSR). En outre, les archives sédimentaires de cette période indiquent une augmentation de la productivité lors des phases d'intensification de l'OMZ, suggérant la persistance de conditions moyennes de type La Niña pendant ces intervalles et un contrôle de l'OMZ par la demande en oxygène (Salvatteci et al., 2014 ; Fleury et al., en révision à QSR). Nous avons démontré dans l'article présenté en partie IV.1 de ce manuscrit que les phases de forte productivité observées sur la carotte piston M772-003-2 au cours des derniers 3000 ans (Fleury et al., en révision à The Holocene) ont été synchrones avec une augmentation du gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique (Conroy et al., 2009), caractéristique d'un état moyen de type La Niña (Julian et Chervin, 1978). L'état moyen de l'Océan Pacifique constitue ainsi le forçage principal exercé sur les fluctuations centennales du PUS.

Le synchronisme entre les variations de la productivité et celles de l'intensité de l'OMZ suggère que l'OMZ est essentiellement contrôlée par la productivité dans le PUS à l'échelle centennale. L'impact de l'état moyen de l'ENSO sur la productivité se répercute ainsi sur l'intensité de l'OMZ. Le forçage exercé par la ventilation aurait en revanche été prépondérant pendant l'Holocène ancien et moyen, sous l'effet d'une réduction de l'activité de l'ENSO (Chazen et al., 2009). Or, notre enregistrement montre que l'anti-corrélation entre le $\delta^{15}\text{N}$ et la concentration en fer à l'échelle centennale s'observe dès la période antérieure à 5300 ans BP. L'impact de la productivité sur l'OMZ n'est donc pas inexistant pendant l'Holocène moyen (7000-5300 BP sur notre enregistrement) à l'échelle centennale. Cette observation corrobore l'idée d'une activité ENSO persistante, bien que réduite, pendant l'Holocène moyen (Koutavas et al., 2006).

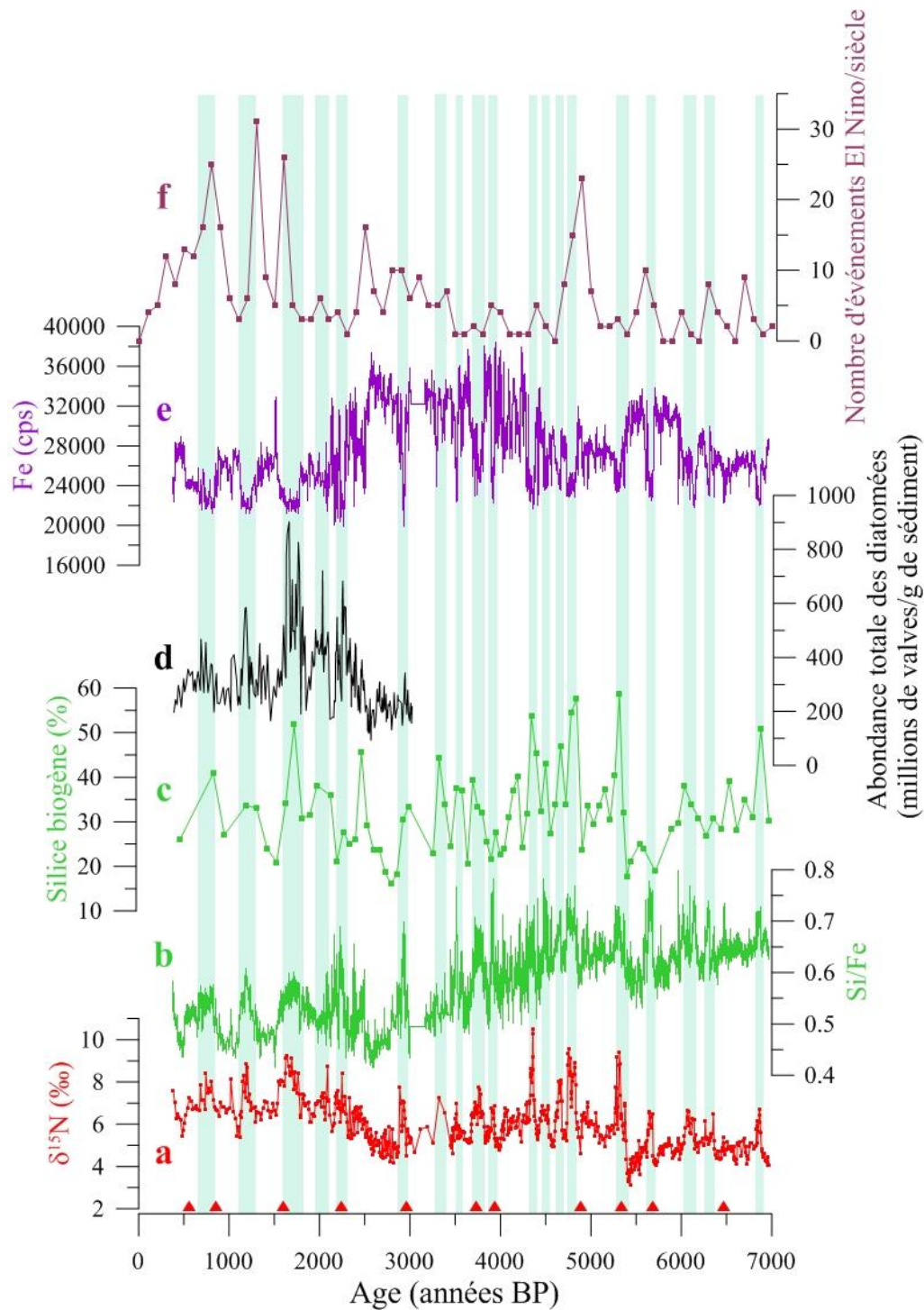


Figure IV.10: Données obtenues sur la carotte M772-003-2, marge péruvienne, 15°S, au cours de cette étude (a : $\delta^{15}\text{N}$, b : Si/Fe, d : abondance totale des diatomées et e : Fe) ; c : Pourcentage de silice biogène mesuré sur la même carotte (Mollier-Vogel, 2012) ; f : Nombre d'événements El Niño enregistrés par siècle dans les sédiments de la Laguna Pallcacocha, Andes équatoriennes, 2°S (Moy et al., 2002). Les bandes bleu-vert correspondent aux phases centennales d'intensification de l'OMZ du Pérou. Les triangles indiquent les âges ^{14}C .

Des phases d'intensification de l'OMZ se produisent aussi bien au tardi-Holocène, marqué par une forte activité de type ENSO (Koutavas et al., 2012), que pendant l'Holocène moyen, caractérisé par une réduction des variations de type ENSO (Koutavas et al., 2006). Cette observation suggère que les oscillations centennales de l'OMZ sont indépendantes de l'activité de l'ENSO et ne dépendent que de l'état moyen de l'Océan Pacifique. Bien que la comparaison des enregistrements doive être considérée avec prudence du fait des incertitudes sur les modèles d'âge, il ressort de nos résultats que les phases d'intensification de l'OMZ ne sont pas systématiquement synchrones avec une réduction de la fréquence des événements El Niño. Par exemple, deux des phases les plus récentes d'intensification de l'OMZ du Pérou, qui ont lieu entre 1800 et 1550 ans BP et entre 900 et 500 ans BP, sont synchrones avec des maxima du nombre d'événements El Niño enregistrés dans les sédiments de la laguna Pallcacocha (figure IV.10.f ; Moy et al., 2002). L'enregistrement de Moy et al. (2002) suggère ainsi une augmentation de la fréquence des événements El Niño au cours de ces périodes, qui sont pourtant caractérisées par des conditions moyennes de type La Niña dans le PUS. Cette observation suggère que les variations centennales de l'état moyen de l'OMZ dépendent de la circulation de Walker mais pas de la fréquence des événements El Niño.

Une déconnexion entre l'état moyen de l'Océan Pacifique et l'activité de l'ENSO est en contradiction avec l'hypothèse fréquemment avancée d'une réduction de l'activité de l'ENSO lorsque la circulation de Walker s'intensifie, i.e. lorsque les conditions moyennes dans l'Océan Pacifique sont de type La Niña (Clement et al., 1999). Cependant, la plupart des études indiquant une réduction de l'activité de l'ENSO sous des conditions moyennes de type La Niña sont consacrées aux variations orbitales et millénaires de l'activité de l'ENSO (Koutavas et al., 2006 ; Sadekov et al., 2013), et ne permettent pas d'aborder les variations pluri-annuelles à centennales. De plus, ces études, fréquemment basées sur l'analyse de foraminifères individuels, sont potentiellement biaisées par les changements de profondeur de la thermocline (Ford et al., 2015). Une étude récente tenant compte de ce biais montre une réduction de l'activité de l'ENSO au LGM malgré une réduction du gradient zonal de SST (Ford et al., 2015), indiquant une déconnexion entre l'activité de l'ENSO et l'état moyen de l'Océan Pacifique sous un contexte climatique différent de celui qui prévaut à l'heure actuelle.

Les reconstructions du gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique à l'échelle centennale, utilisées pour retracer l'état moyen de l'ENSO, témoignent d'une persistance de la déconnexion entre l'activité de l'ENSO et l'état moyen de l'Océan Pacifique pendant l'Holocène. Elles montrent en effet une augmentation, indiquant un état moyen de type La Niña, lors de plusieurs maxima de fréquence des événements El Niño. Par exemple, l'activité de l'ENSO est plus élevée pendant la MWP qu'au cours du LIA (Conroy et al., 2008), alors que le gradient zonal de SST est plus élevé pendant la MWP (Conroy et al., 2009). De même, les archives sédimentaires de la marge péruvienne indiquent une augmentation de la productivité, représentative de conditions moyennes de type La Niña, pendant la MWP et la RWP (Fleury et al., en révision à The

Holocène ; Salvattecchi et al., 2014), périodes marquées par une augmentation de la fréquence des événements El Niño (Moy et al., 2002). Notre enregistrement de l'intensité de l'OMZ au cours des derniers 7000 ans suggère en outre que la mise en place d'un état moyen de type La Niña n'est accompagnée ni d'une augmentation ni d'une diminution de la fréquence des événements El Niño.

Fedorov (2002) propose, sur la base de simulations, l'idée d'un contrôle de l'activité de type ENSO par la profondeur de la thermocline dans le Pacifique Est équatorial et l'intensité des alizés dans la même région. Ses simulations testent quatre situations possibles, parmi lesquelles deux aboutissent à une augmentation de la fréquence des événements El Niño. Or, parmi les deux configurations favorables à une forte activité de type ENSO, l'une se caractérise par une thermocline profonde dans le Pacifique Est (état moyen de type El Niño) et l'autre par une thermocline peu profonde (état moyen de type La Niña). La première situation est définie par une thermocline profonde et des alizés intenses. Dans ces conditions, la région du Pacifique Est équatorial où les SSTs sont minimales (ou « cold tongue ») montre une forte diminution des SST mais présente une faible superficie. Le moindre coup de vent d'ouest, même de faible intensité, est alors susceptible de déplacer la « cold tongue » vers l'est et de l'atténuer, comme observé de nos jours lors des événements El Niño. La seconde situation se marque par des alizés peu intenses et une thermocline peu profonde. Comme les alizés sont suffisamment faibles pour permettre la formation de coups de vents d'ouest, les ondes de Kelvin générées par les vents d'ouest peuvent mettre en mouvement la thermocline. Celle-ci est très sensible au forçage exercé par les vents d'Ouest en raison d'une forte inclinaison entre les bords Est et Ouest de l'Océan Pacifique (Goddard et Philander, 2000). Il en résulte de fortes oscillations de la thermocline entre une position profonde (événements El Niño) et une position peu profonde de la thermocline (événements La Niña).

Nos résultats suggèrent que la fréquence des événements El Niño augmente tantôt lors de périodes dominées par un état moyen de type La Niña, tantôt lors d'intervalles marqués par un état moyen de type El Niño. Bien que ces résultats puissent mériter d'être contraints par un meilleur cadre chronologique, ils pourraient indiquer l'existence d'une configuration de type « alizés modérés, thermocline inclinée » lorsque l'OMZ s'intensifie dans un contexte d'augmentation de la fréquence des événements El Niño, alors que des conditions de type « alizés forts, thermocline peu inclinée » caractériseraient les périodes pendant lesquelles l'intensification de l'OMZ est synchrone avec la diminution de la fréquence des événements El Niño. Cette hypothèse pourrait être testée en retraçant la profondeur de la thermocline en parallèle de l'intensité des alizés dans le Pacifique Est équatorial à une résolution centennale, à condition que le cadre chronologique de ces enregistrements soit suffisamment robuste pour les comparer à des enregistrements de l'activité de l'ENSO.

IV.2.2.c. Réponse de l'OMZ du Pérou aux périodes de changement climatique global

Notre enregistrement de l'intensité de l'OMZ du Pérou suggère l'existence de deux périodes centennales d'intensification rapide de l'OMZ, qui ont été suivies chacune d'un shift du $\delta^{15}\text{N}$ vers des valeurs plus élevées. Ces deux phases d'intensification de l'OMZ du Pérou constituent ainsi une accélération de la tendance à l'intensification de l'OMZ observée à l'échelle pluri-millénaire. L'une de ces phases s'est produite entre 5400 et 5300 ans BP et l'autre entre 2600 et 2200 ans BP (figure IV.11.a). Nos résultats se démarquent ainsi des études précédemment consacrées à l'OMZ du Pérou, celles-ci indiquant uniquement une intensification de l'OMZ vers 6000-5500 ans BP (Chazen et al., 2009 ; Mollier-Vogel, 2012). Un échantillonnage discret ne respectant pas la nature des lamines a probablement moyenné les valeurs et réduit les différences d'une période centennale à une autre dans les enregistrements présentés dans Chazen et al. (2009). Ce biais est d'autant plus probable que les pics de $\delta^{15}\text{N}$ les plus marqués sont de courte durée et correspondent à des lamines isolées. Un échantillonnage discret peut donc facilement passer à côté de ces lamines et ainsi ne pas prendre en compte les valeurs extrêmes du $\delta^{15}\text{N}$. Nous avons comparé notre enregistrement à des traceurs des forçages climatiques afin de proposer et tester des hypothèses sur la cause des deux phases d'intensification millénaire de l'OMZ.

Nous avons d'abord testé l'hypothèse d'un forçage interne aux régions tropicales. Le principal traceur des variations climatiques tropicales est la position latitudinale de l'ITCZ. Un déplacement de l'ITCZ vers le Nord intensifie la mousson d'été est-asiatique et la mousson indienne (Dong et al., 2010), ce qui accroît les précipitations autour du lac Qinghai, au Nord-Est du Plateau du Tibet (Wei et Gasse, 1999). Des précipitations plus importantes dans cette région provoquent une augmentation des apports en oxydes et hydroxydes de fer dans le lac Qinghai, sous l'effet de l'altération et de l'érosion des loess environnant le lac. Ji et al. (2005) ont donc utilisé le pourcentage de réflectance dans la bande de la couleur rouge pour retracer les variations des précipitations autour du lac Qinghai, sachant que plus le pourcentage de réflectance dans la bande de la couleur rouge est élevé, plus les conditions sont humides. Le pourcentage de réflectance dans la bande de la couleur rouge augmente vers 5300 ans BP puis entre 2600 et 2200 ans BP (figure IV.11.b), témoignant d'une migration de l'ITCZ vers le Nord au cours de ces périodes. De plus, les deux phases d'intensification de l'OMZ du Pérou que nous avons décrites ont eu lieu en phase avec une augmentation du pourcentage de Mg dans la calcite qui compose les sédiments du lac Edward, indiquant la mise en place de conditions plus sèches en Afrique centrale (Russell et al., 2003 ; figure IV.11.c). Comme l'Afrique centrale reçoit l'influence de l'ITCZ en hiver boréal (Griffiths, 1972), des conditions sèches dans cette région supportent l'hypothèse d'une migration de l'ITCZ vers le Nord il y a 5300 puis il y a 2300 ans. Une position septentrionale de l'ITCZ est observée de nos jours lors des événements La Niña (Liu et al., 2012), qui se matérialisent également par un déficit en oxygène dans les eaux de subsurface au large du Pérou, donc par une intensification de l'OMZ du Pérou (Gutiérrez et al., 2008). Un déplacement

de l'ITCZ vers le Nord synchrone avec une intensification de l'OMZ du Pérou témoigne donc de la mise en place de conditions moyennes de type La Niña dans l'Océan Pacifique vers 5300 puis vers 2600-2200 ans BP.

Une diminution des concentrations en ions K^+ dans les glaces du Groenland (figure IV.11.d), qui se produit lorsque la fréquence et l'intensité des vents diminuent dans la cellule de circulation polaire de l'hémisphère Nord (Yang et al., 1996), indique une réorganisation de la circulation atmosphérique vers 5300 puis vers 2500 ans BP. Or, le transport atmosphérique se réduit dans la cellule polaire lorsque le climat se réchauffe aux hautes latitudes (Mayewski et al., 1994). Les phases d'intensification de l'OMZ du Pérou que nous observons sur notre enregistrement se produisent ainsi dans un contexte de réchauffement des hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Ces deux phases ont commencé lors de la seconde moitié des intervalles de changement climatique décrits et notés RCC (Rapid Climate Change events) par Mayewski et al. (2004). Ces périodes, représentées par des barres noires sur la figure IV.11.e, ont une durée de plusieurs centaines d'années et sont enregistrées sur l'ensemble du globe (Mayewski et al., 2004). La durée des RCC a été définie sur la base des fluctuations de l'extension des glaciers au Groenland (Denton et Karlén, 1973), un RCC ayant lieu lorsque ces glaciers s'étendent, puis affinée à l'aide des enregistrements de la composition chimique des carottes de glace de GISP2 (Mayewski et al., 1997 ; figure IV.11.d). Un RCC se caractérise dans les glaces par une concentration élevée en ions K^+ , témoignage d'une intensification de la cellule polaire (Mayewski et al., 2004). La majorité des RCC, dont ceux de 6000-5000 et 3500-2500 ans BP, se matérialisent en outre par une position méridionale de l'ITCZ (Mayewski et al., 2004). Une intensification de l'OMZ du Pérou (figure IV.11.a) et une migration de l'ITCZ vers le Nord (figure IV.11.b-c) coïncident avec le réchauffement de l'hémisphère Nord extratropical (figure IV.11.d) qui marque la seconde moitié de deux des RCC, ceux de 6000-5000 et 3500-2500 ans BP. Cette observation suggère que les changements climatiques que nous observons dans les régions tropicales indiquent un impact global d'une transition des conditions de refroidissement dans l'hémisphère Nord prévalant pendant les RCC vers les conditions de réchauffement qui caractérisent les intervalles entre les RCC.

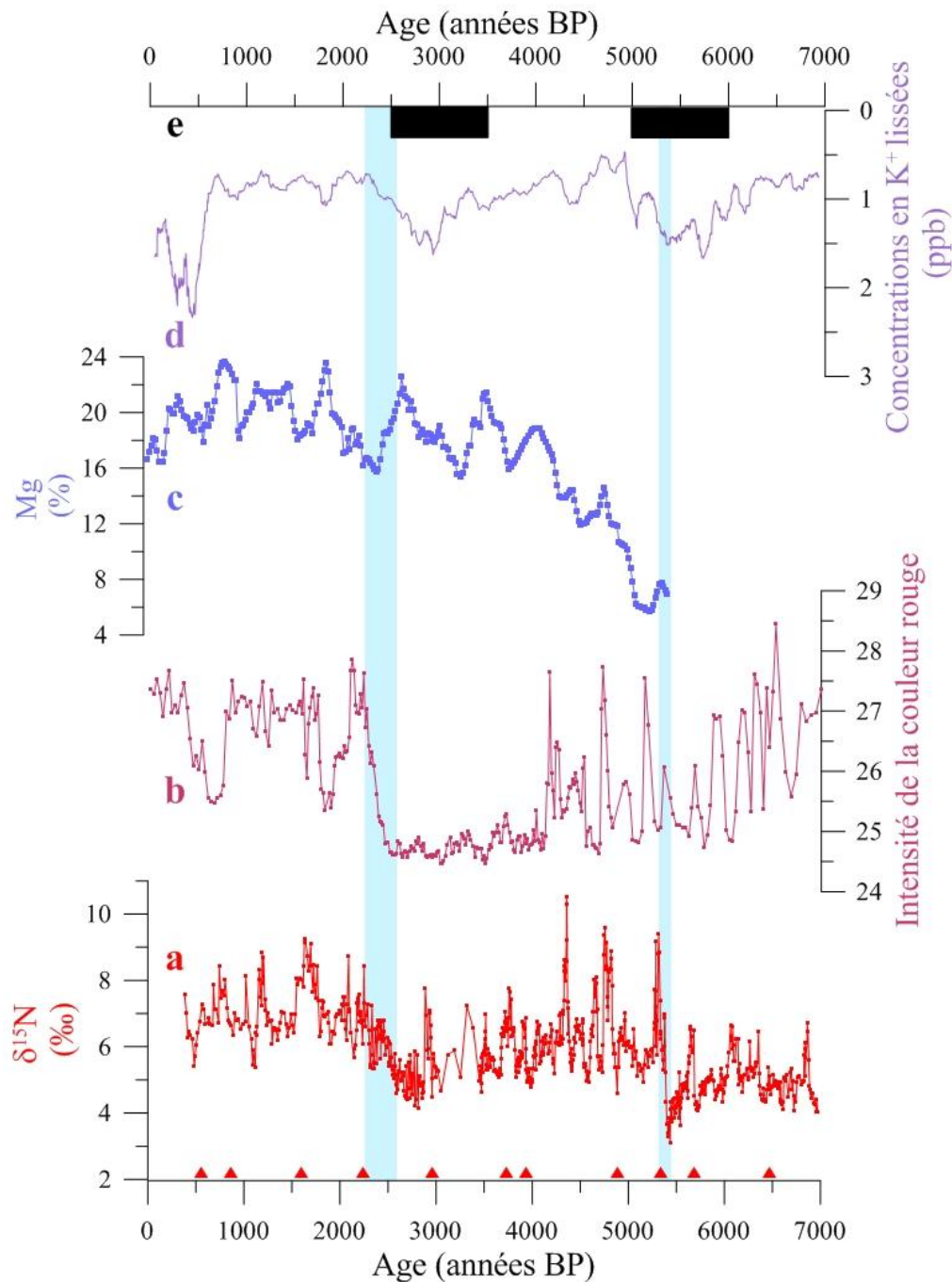


Figure IV.11: a) $\delta^{15}\text{N}$ mesuré sur la carotte M772-003-2, marge péruvienne, 15°S ; b) Intensité de la réflectance dans la bande de la couleur rouge mesuré sur les sédiments du lac Qinghai, plateau tibétain, 36°N (Ji et al., 2005) ; c) Pourcentage de Mg dans la calcite des sédiments du lac Edward, Ouganda/République démocratique du Congo, 0°25'S (Russell et al., 2003) ; d) Concentrations en K^+ dans les carottes de glace de GISP2, Groenland, 72,6°N (Mayewski et al., 1997) ; e) Extension temporelle des événements de changement climatique global définis par Mayewski et al. (2004) et qui ont affecté l'OMZ du Pérou. Les bandes bleues correspondent aux périodes d'intensification de l'OMZ du Pérou. Les triangles indiquent les âges ^{14}C .

La coïncidence des phases d'intensification de l'OMZ du Pérou avec la fin des RCC, dont les répercussions s'observent sur l'ensemble du globe, suggère qu'un même forçage climatique a contrôlé les zones tropicales et les régions extratropicales. Les augmentations de l'intensité de l'OMZ du Pérou se sont notamment produites lorsque les concentrations en K^+ augmentent dans les carottes de glace de GISP2 (Mayewski et al., 1997), i.e. lorsque l'hémisphère Nord se réchauffe. Or, une diminution des concentrations en K^+ dans les glaces du Groenland indique plus précisément un affaiblissement de l'Anticyclone Sibérien (Meeker et Mayewski, 2002). Cet affaiblissement réduit la fréquence et l'intensité des coups de vents de Nord en Asie orientale (Chan, 1983). Or, de forts coups de vents de Nord dans cette région entraînent le développement de zones de tourbillons à de plus basses latitudes, en particulier sur la façade pacifique de l'Asie (Lau et Lau, 1984). Il en résulte une onde qui se propage vers l'Est dans l'Océan Pacifique (Joung et Hitchman, 1982) et fait migrer les centres de convection vers le centre de l'Océan Pacifique (Ding, 1991), alors que leur position normale se situe en Indonésie et en Malaisie. Ce décalage des zones de précipitation vers le centre de l'Océan Pacifique affaiblit la circulation atmosphérique zonale, i.e. la circulation de Walker (Ding et Krishnamurti, 1987). Une réduction de l'intensité de la circulation de Walker est une caractéristique des événements El Niño (Julian et Chervin, 1978). Le renforcement de l'Anticyclone Sibérien causé par le refroidissement de l'hémisphère Nord caractéristique des RCC est donc propice à la mise en place de conditions moyennes de type El Niño dans l'Océan Pacifique.

La persistance de conditions moyennes de type El Niño pendant les RCC provoque une migration de l'ITCZ vers le Sud (Liu et al., 2012), causant des sécheresses dans les régions tropicales de l'hémisphère Nord et une intensification des précipitations dans les zones tropicales de l'hémisphère Sud (figure IV.12.A). Des conditions moyennes de type El Niño entraînent également un affaiblissement de l'OMZ du Pérou pendant les RCC, comme indiqué par une diminution du $\delta^{15}N$ sur notre enregistrement (figure IV.12.A). Les RCC prennent fin avec un réchauffement de l'hémisphère Nord, qui entraîne l'affaiblissement de l'Anticyclone Sibérien (figure IV.12.B). Les coups de vents de Nord sont moins fréquents en Asie orientale, réduisant leur impact sur la circulation de Walker. Celle-ci s'intensifie, ce qui aboutit à la persistance de conditions moyennes de type La Niña dans l'Océan Pacifique (figure IV.12.B). Une migration de l'ITCZ vers le Nord en résulte, causant des sécheresses dans les régions tropicales de l'hémisphère Sud et une intensification des précipitations dans les zones tropicales de l'hémisphère Nord (figure IV.12.B). Nous proposons l'hypothèse d'un contrôle de la circulation de Walker par les changements d'intensité de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère Nord. La réponse de la circulation de Walker à ce forçage impacterait ensuite l'intensité de l'OMZ du Pérou aussi bien que la position latitudinale de l'ITCZ. L'interaction entre les régions extratropicales de l'hémisphère Nord et l'Océan Pacifique tropical apparaît ainsi comme le principal mécanisme par lequel les changements climatiques dus aux RCC se transmettent aux régions tropicales.

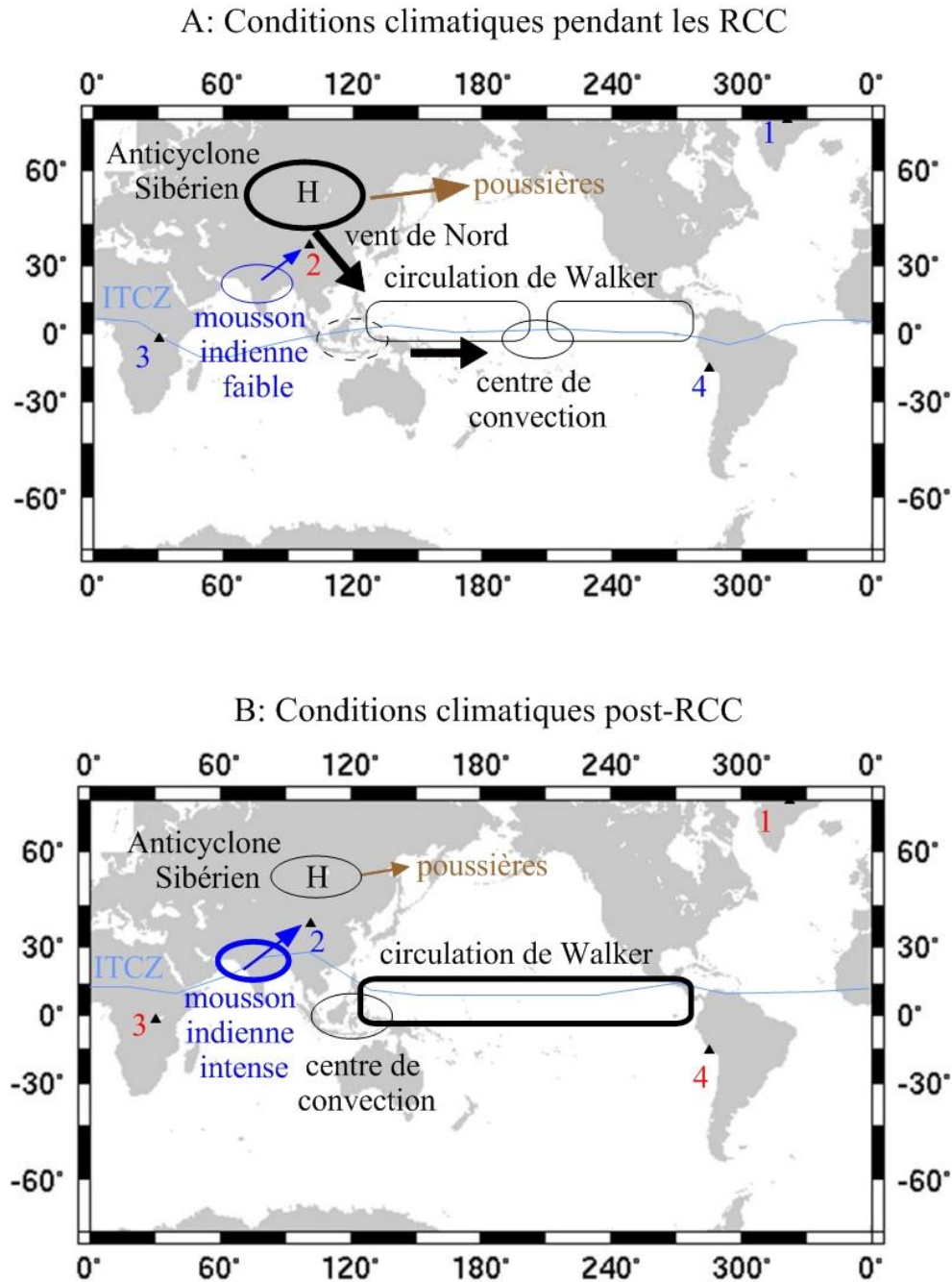


Figure IV.12: Synthèse de la circulation atmosphérique pendant les RCC (a) et pendant les périodes de réchauffement qui suivent ces événements (b). 1 : Carotte de glace GISP2, Groenland (Mayewski et al., 1997) ; 2 : Lac Qinghai, plateau tibétain (Ji et al., 2005) ; 3 : Lac Edward, Afrique centrale (Russell et al., 2003) ; 4 : Carotte M772-003-2, marge péruvienne (cette étude). Les chiffres rouges indiquent un réchauffement dans les régions polaires (1), un assèchement en région tropicale (2 et 3) et une intensification de l'OMZ du Pérou (4) tandis que les chiffres bleus correspondent à un refroidissement aux pôles, à une intensification des précipitations dans les tropiques et à une réoxygénation de l'OMZ du Pérou. Les triangles indiquent les âges ^{14}C .

Principales conclusions du chapitre 4

- **Cinq intervalles de forte productivité** se sont succédé au cours des derniers 3000 ans. Ils se caractérisent par la **dominance de conditions moyennes de type La Niña**.
- **La productivité est essentiellement contrôlée par la circulation de Walker**.
- **Les SST au large du Pérou ne varient pas en opposition avec les indices de productivité**, ce qui va à l'encontre de l'hypothèse d'un contrôle des SST par l'intensité de l'upwelling. **Les SST diminuent** lorsque l'**Antarctic Circumpolar Current (ACC)** s'intensifie en réponse à une **intensification de la circulation atmosphérique aux hautes latitudes de l'hémisphère Sud**.
- **L'état moyen du Système d'Upwelling Péruvien (PUS) est indépendant de la fréquence des événements El Niño**.
- **L'intensification de l'OMZ du Pérou au cours du tardi-Holocène a été causée par une diminution de la ventilation** provoquée par un **ralentissement de la circulation océanique globale**.
- **L'intensité de l'OMZ du Pérou est contrôlée par la productivité à l'échelle centennale**.
- **L'intensité de l'OMZ du Pérou a augmenté entre 5400 et 5300 ans BP puis entre 2600 et 2200 ans BP, à la fin de périodes de changement climatique global (RCC)**.
- **Les phases d'intensification de l'OMZ matérialisent la mise en place de conditions moyennes de type La Niña**.
- **La mise en place de conditions moyennes de type La Niña est favorisée par l'affaiblissement de l'Anticyclone Sibérien résultant du réchauffement de l'hémisphère Nord**.

Chapitre V : Fluctuations de l'intensité des événements El Niño au cours des derniers 18300 ans

La source principale de variabilité climatique interannuelle est l'ENSO, dont les téléconnexions affectent l'ensemble du globe (Halpert et Ropelewski, 1992 ; Trenberth et al., 1998). Cette observation désigne l'Océan Pacifique tropical comme une des régions pouvant synchroniser les variations climatiques dans les différentes régions du globe (Cane, 1998 ; Clement et Cane, 1999). Il n'y a cependant pas de consensus sur les mécanismes qui modulent l'ENSO à des échelles de temps plus longues, en particulier aux échelles millénaire et orbitale. Les variations climatiques dans l'Océan Pacifique sont en effet synchrones avec les changements millénaires de température en Antarctique d'après certains enregistrements (Lea et al., 2006 ; Pena et al., 2008) alors que d'autres archives indiquent des oscillations plutôt en phase avec les fluctuations climatiques dans l'hémisphère Nord (Benway et al., 2006 ; Leduc et al., 2007 ; Kienast et al., 2006 ; Pahnke et al., 2007). Les études montrant un synchronisme avec l'Antarctique semblent ainsi indiquer un contrôle de l'Océan Pacifique par le climat dans les hautes latitudes de l'hémisphère Sud alors que d'autres publications suggèrent un impact de l'hémisphère Nord sur le climat tropical.

La compréhension de l'impact du Pacifique tropical sur le climat global est d'autant plus incomplète que les interprétations des données paléoclimatiques et des sorties de modèles sur l'état moyen de l'ENSO sont contradictoires. Beaufort et al. (2001) observent un maximum de productivité dans l'Océan Pacifique au cours des périodes glaciaires, qu'ils interprètent comme dominées par des conditions moyennes de type La Niña. Cette interprétation est corroborée par une augmentation du gradient méridional de SST dans le Pacifique Est équatorial au LGM, interprétée par Martínez et al., (2003) comme indice d'une intensification de l'upwelling du Pérou-Chili. A l'inverse, Koutavas et al. (2002) et Koutavas et Lynch-Stieglitz (2003) montrent une réduction du gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique au cours du LGM, indiquant des conditions moyennes de type El Niño à cette époque. Il n'y a également pas de consensus sur la variabilité de l'ENSO au cours des périodes glaciaires. Koutavas et al. (2012) et Sadekov et al. (2013) s'appuient sur l'analyse de foraminifères planctoniques individuels pour indiquer une variabilité de l'ENSO supérieure au LGM à ce qui est observé de nos jours. A l'inverse, Ford et al. (2015) montrent une variabilité de l'ENSO inférieure au cours du LGM à la variabilité actuelle. Ford et al. (2015) ont utilisé le même outil que Koutavas et al. (2012) et Sadekov et al. (2013) mais en corrigeant les biais causés par les migrations verticales de certaines espèces de foraminifères. De nouvelles études à haute résolution sont donc requises pour obtenir une image cohérente des variations climatiques passées dans le Pacifique tropical et de l'impact de ces fluctuations sur la modulation de l'ENSO ainsi que sur le climat global.

Les enregistrements pluri-millénaires de l'ENSO sont souvent discontinus (Tudhope et al., 2001) ou ne permettent de retracer que les conditions moyennes en raison d'une faible résolution temporelle (Beaufort et al., 2001 ; Martínez et al., 2003). De plus, ces enregistrements sont essentiellement concentrés dans le Pacifique équatorial car les téléconnexions de l'ENSO ont été potentiellement modifiées dans le contexte climatique glaciaire (e.g. Rimbu et al., 2003), ce qui complique l'interprétation des enregistrements climatiques extra-équatoriaux. Nous avons reconstitué l'intensité des événements El Niño à partir d'enregistrements des précipitations sur la marge péruvienne, zone géographique propice à l'étude des variations passées de l'ENSO car les téléconnexions de l'ENSO y sont stables aux échelles glaciaire-interglaciaire (Merkel et al., 2010) et millénaire (Carré et al., 2012). Nos reconstructions paléoclimatiques, issues de deux carottes sédimentaires laminées, atteignent une échelle temporelle sub-annuelle à pluri-annuelle et constituent ainsi un des premiers enregistrements continus de l'intensité des précipitations au Pérou couvrant l'Holocène et la dernière déglaciation.

V.1. Estimation de l'intensité des événements El Niño

Nous disposons de deux carottes piston couvrant l'Holocène et la dernière déglaciation : les carottes M772-029-3 et M772-003-2, situées toutes deux dans la zone d'extension actuelle de l'OMZ du Pérou, respectivement à 9°S et 15°S. Les faibles concentrations en oxygène, voire l'absence d'oxygène à l'interface eau/sédiment y préviennent la bioturbation des dépôts, favorisant la préservation des laminations (Brodie et Kemp, 1994). Une bonne préservation du signal climatique fait de ces enregistrements des archives potentielles des événements El Niño sur de longues périodes temporelles. Les datations réalisées sur ces archives (partie II) indiquent cependant que la carotte M772-029-3 n'enregistre l'Holocène qu'en partie, les sédiments les plus récents datant de 2700 ans BP. A l'inverse, la carotte M772-003-2 couvre l'ensemble de l'Holocène et de la dernière déglaciation mais les laminations y sont moins bien préservées que celles de la M772-029-3, en particulier sur les intervalles remontant à la dernière déglaciation. Nous avons donc reconstruit l'intensité des précipitations holocènes à partir de la carotte M772-003-2 tandis que les variations des précipitations au cours de la dernière déglaciation ont été retracées sur la base de la carotte M772-029-3. Dans cette optique, nous avons utilisé deux méthodes différentes. D'une part, nous avons estimé l'épaisseur des lamines sédimentaires que nous avons comparée aux enregistrements de précipitations. D'autre part, nous avons retracé l'intensité des événements El Niño en isolant le signal de concentration en fer, indiquant les précipitations sur les côtes péruviennes, dans la bande ENSO (2-7 ans).

V.1.1. Comptage des lamines

L'étude de carottes de sédiments laminés marins et lacustres a permis de retracer les variations de productivité, de précipitation ou de température à de hautes résolutions temporelles, notamment à l'échelle des événements El Niño (Moy et al., 2002 ; Rittenour et al., 2000). Ces études se basent notamment sur l'épaisseur des dépôts pour reconstituer l'intensité des variations observées. Par exemple, Wolff et al. (2011) ont retracé les fluctuations de l'intensité des précipitations en Afrique de l'Est au cours des trois derniers millénaires en mesurant l'épaisseur des varves déposées au fond du lac Challa. De manière similaire, l'épaisseur des varves qui sont déposées au fond des lacs du Nord-Est de l'Amérique du Nord a été utilisée pour retracer les changements de température estivale dans la région, l'épaisseur des varves y dépendant des apports printaniers de matériel silicoclastique par les eaux de fonte des glaciers de la région (Hardy et al., 1996). Nous avons donc testé les méthodes utilisées dans ces publications (comptage des lamines et mesure de leur épaisseur) pour déterminer si elles peuvent donner des indications sur la réponse du Système d'Upwelling Péruvien (PUS) aux événements El Niño passés. Les lamines ont été comptées sur l'ensemble de la carotte M772-029-3 mais pas sur la carotte M772-003-2, dont les lamines sont moins bien préservées.

Tronçon	Longueur (cm)	Intervalle (années BP)	Nombre de lamines par tronçon	Nombre de lamines par an	Fréquence des lamines
1	36	2709-5887	15	0,0047	212 ans
2	100	5887-11955	120	0,02	51 ans
3	100	11955-13606	164	0,10	10 ans
4	100	13606-14427	232	0,28	3,5 ans
5	100	14427-15146	188	0,26	3,8 ans
6	100	15146-15755	218	0,36	2,8 ans
7	100	15755-16131	235	0,63	1,6 an
8	100	16131-16354	245	1,10	0,9 an
9	100	16354-16660	211	0,69	1,5 an
10	18	16660-16735	38	0,51	2 ans
11	100	16735-17210	251	0,53	1,9 an
12	100	17210-17533	270	0,84	1,2 an
13	100	17533-17718	276	1,49	0,7 an
14	100	17718-18001	257	0,91	1,1 an
15	87	18001-18261	196	0,75	1,3 an

Table V.1: Résultats du comptage des lamines de la carotte piston M772-029-3.

Nous avons délimité les lamines sur les radiographies X de chaque section. Nous n'avons considéré comme des lamines que les dépôts horizontaux mesurant moins de 1 cm d'épaisseur. Les plages de couleur ainsi délimitées ont ensuite été analysées avec le logiciel ImageJ. Nous avons ainsi obtenu la position du sommet et de la base de chaque lamine, dont nous avons déduit l'épaisseur. Nous avons en outre déterminé la durée de l'intervalle couvert par chaque lamine en attribuant un âge au sommet et à la base de chaque lamine. L'âge de chaque point est calculé sur le programme Clam 2.2 en utilisant le modèle d'âge présenté dans le chapitre II. Cependant, cette méthode se base sur l'hypothèse d'une sédimentation en continu, alors que des événements de dépôt ont pu être séparés par des périodes de réduction du taux de sédimentation, comme c'est le cas dans la laguna Pallcacocha (Moy et al., 2002). L'étude du dépôt des lamines actuelles permettrait de vérifier si notre hypothèse est valide. De plus, les datations que nous utilisons pour établir le modèle d'âge sont basées sur le ^{14}C , dont les incertitudes (entre 30 et 70 ans) sont supérieures à la durée moyenne d'une lamine. Nous présentons donc seulement une estimation du temps couvert par chaque lamine. Néanmoins, 20 datations ont été obtenues sur moins de 13 m de carotte, ce qui nous a permis d'élaborer le modèle d'âge le plus robuste possible. Nos estimations s'approchent donc le plus possible de la durée réelle des lamines.

Le comptage des lamines montre que leur fréquence de dépôt est très faible au sommet de la carotte puis augmente vers la base pour atteindre une fréquence d'une lamine ou deux par an pour les tronçons 8 à 15 (table V.1). Nous pouvons donc considérer que les lamines sont pluri-annuelles à partir du tronçon 4 tandis qu'elles sont décennales à pluri-décennales dans les tronçons 2 et 3. Enfin, le tronçon 1, qui ne présente aucune réelle lamination, est trop remanié pour être étudié à haute-résolution. Ces différences entre tronçons sont essentiellement dues aux taux de sédimentation, qui sont très faibles pour la partie holocène de la carotte (2700-9000 ans BP) puis augmentent pour les périodes antérieures. Dans ce contexte, les tronçons déposés au cours du B-A et du H1 (tronçons 4 à 15 ; 11 m de sédiment couvrant près de 4500 ans) ont une résolution temporelle annuelle à pluri-annuelle, qui en fait des archives propices à l'étude des variations interannuelles des conditions dans le PUS. Nous avons tenté de retracer ces variations à partir des mesures d'épaisseur des lamines.

L'épaisseur des lamines (figure V.1.a) est très bruitée sur tout l'enregistrement, témoignant d'une forte variabilité de ce paramètre. L'épaisseur des lamines semble atteindre des valeurs de plus en plus élevées au cours de la déglaciation, les valeurs maximales étant atteintes au cours du B-A. Afin de comprendre la signification du signal d'épaisseur des lamines, nous devons déterminer quel facteur contrôle l'épaisseur des dépôts. Les lamines sont en effet constituées de deux fractions, biogène (matières organiques et minérales produites par les organismes) et silicoclastiques. Or, l'épaisseur des lamines dans une carotte sédimentaire est contrôlée par les flux de matériel silicoclastique (Wolff et al., 2011) ou par la production de matières biogéniques (Dean et al., 2001) suivant la zone d'étude considérée. Nous avons donc comparé l'épaisseur des lamines (figure V.1.a) à un traceur des apports de matériel silicoclastique (concentrations en fer, figure V.1.b) ainsi qu'à un enregistrement de la production biologique totale (azote organique

total, noté TN, figure V.1.c). Le signal d'épaisseur des lamines montre peu de similitudes avec les enregistrements de TN et de fer. Nous avons donc calculé l'indice de corrélation (r^2) entre l'épaisseur des lamines et TN d'une part et entre l'épaisseur des lamines et les concentrations en fer d'autre part. La corrélation entre l'épaisseur des lamines et TN est positive ($r^2=0,003$) et négative entre l'épaisseur des lamines et les concentrations en fer ($r^2=0,0004$). Cependant, les indices de corrélation sont faibles dans les deux cas, ce qui ne permet pas de désigner une fraction dominante dans le contrôle de l'épaisseur des lamines.

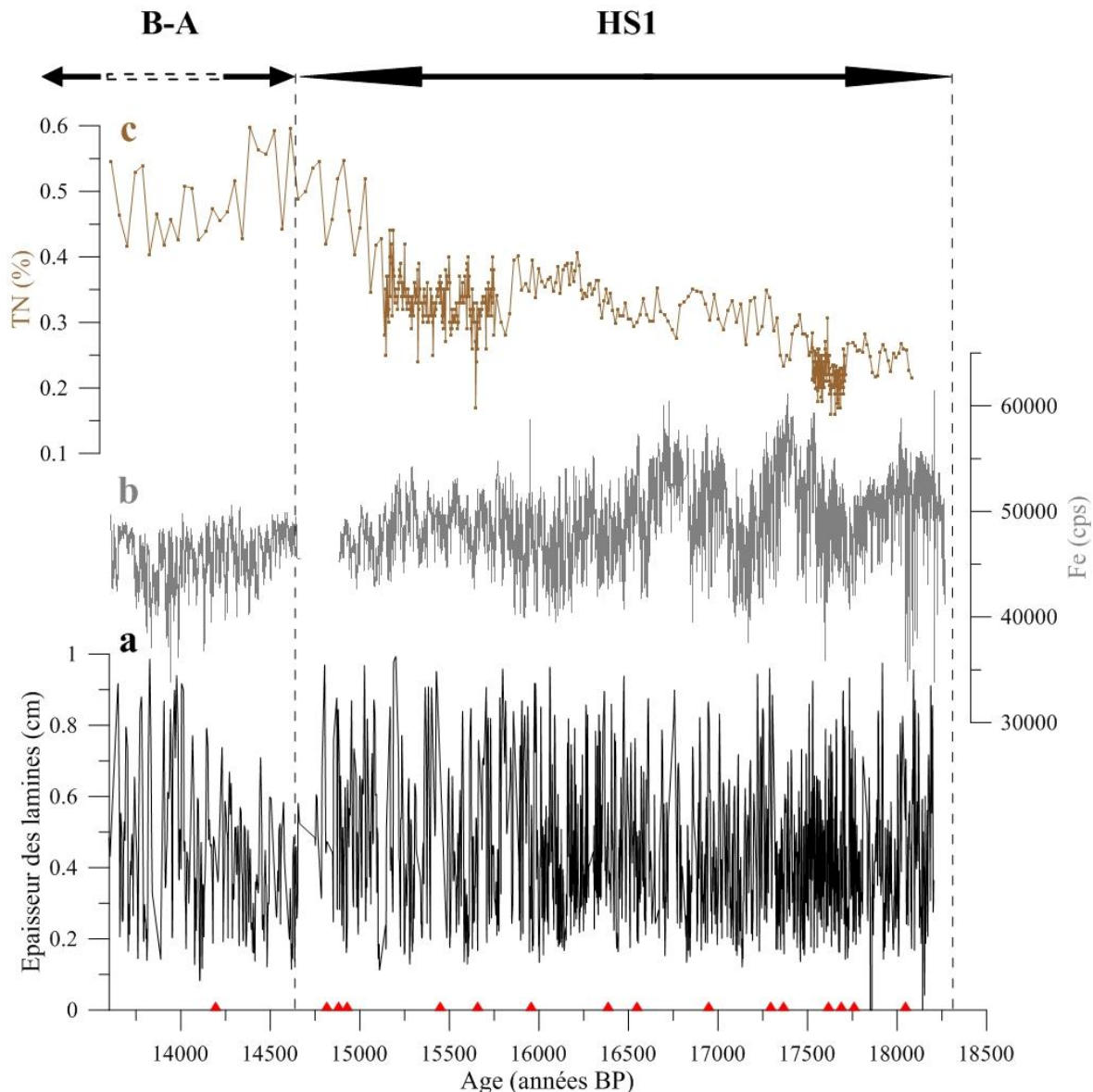


Figure V.1: Données de la carotte piston M772-029-3 (marge péruvienne, 9°S) datant de la dernière déglaciation: a) Epaisseur des lamines ; b) Concentrations en Fe ; c) TN. Les triangles indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF.

Une tendance pluri-millénaire à l'augmentation de l'épaisseur des lamines aussi bien que du TN suggère un impact plus fort de la production biologique à cette échelle de temps. La productivité est maximale dans le PUS au printemps austral, lorsque l'upwelling est intense et la lumière suffisante pour permettre le développement de blooms de diatomées (De Mendiola, 1981), donc l'augmentation de l'épaisseur des lamines pourrait résulter d'une intensification de l'upwelling. Des épisodes d'accumulation rapide de matière organique peuvent cependant se produire également lorsque l'upwelling est peu intense (Kemp et al., 2000), ce qui a été montré dans le Pacifique Est (Kemp et Baldauf, 1993) et dans l'Océan Austral (Grigorov et al., 2002). Le dépôt de matières organique pourrait faire augmenter significativement l'épaisseur des lamines uniquement lors de ces épisodes de « fall dump » (Kemp et al., 2000) dans un contexte de réduction de l'upwelling. Distinguer les dépôts issus de ces événements de ceux produits lors des épisodes printaniers de forte productivité permettrait de valider ou non cette hypothèse. Un autre facteur biaisant potentiellement l'enregistrement de l'épaisseur des lamines est la préservation. Les matières biogènes sont en effet mieux préservées lorsque l'oxygénation est faible dans la colonne d'eau. Des épisodes d'augmentation de la concentration en oxygène peuvent donc conduire au dépôt de sédiments plus homogènes, comme observé dans le Saanich Inlet (Behl et Kennett, 1996). Les lamines de la carotte M772-029-3 sont cependant bien préservées sur toute la période entre 13600 et 18300 ans BP, ce qui réfute l'hypothèse d'un contrôle de l'épaisseur des dépôts par l'oxygénation dans la colonne d'eau. Une étude approfondie du mécanisme de dépôt et de préservation des lamines serait donc requise pour utiliser l'épaisseur de ces lamines comme traceur paléoclimatique. Nous avons donc cherché une autre méthode pour obtenir un enregistrement des conditions dans le PUS à l'échelle interannuelle.

V.1.2. Traitement des données de concentrations en fer

Notre objectif est de produire un enregistrement de l'intensité des événements El Niño enregistrés sur les côtes péruviennes. Dans ce but, nous avons retracé les variations des précipitations sur les côtes péruviennes à l'aide des concentrations en fer, estimées par analyse XRF du sédiment. La concentration en fer est en effet décrite dans la région comme un marqueur des apports de particules terrigènes silicoclastiques (Agnihotri et al., 2008 ; Fleury et al., en révision à QSR). Le fer peut certes être relargué dans la colonne d'eau sous des conditions réductrices, observées dans l'OMZ du Pérou (Scholz et al., 2014), mais les enregistrements de fer dans notre zone d'étude présentent les mêmes variations que des éléments comme le titane ou le zirconium, qui ne sont pas sensibles aux conditions d'oxydo-réduction (Agnihotri et al., 2008 ; Fleury et al., en révision à QSR). De plus, le fer évolue parallèlement aux diatomées benthiques dans les sédiments des trois derniers millénaires, ce qui écarte l'hypothèse d'apports éoliens (Fleury et al., en révision à The Holocene) et conforte l'idée d'apports de matériel silicoclastique par le ruissellement, suite à des précipitations sur les côtes péruviennes. La côte péruvienne, hyperaride, reçoit des précipitations seulement lors des événements El Niño les plus marqués (Fontugne et al., 1999) et

les simulations des téléconnexions passées de l'ENSO ne montrent pas de changement majeur de l'impact des événements El Niño sur l'hydrologie de la côte Ouest de l'Amérique du Sud (Merkel et al., 2010). Les précipitations dans cette région peuvent donc être utilisées pour retracer l'intensité des événements El Niño, y compris au cours de la dernière déglaciation.

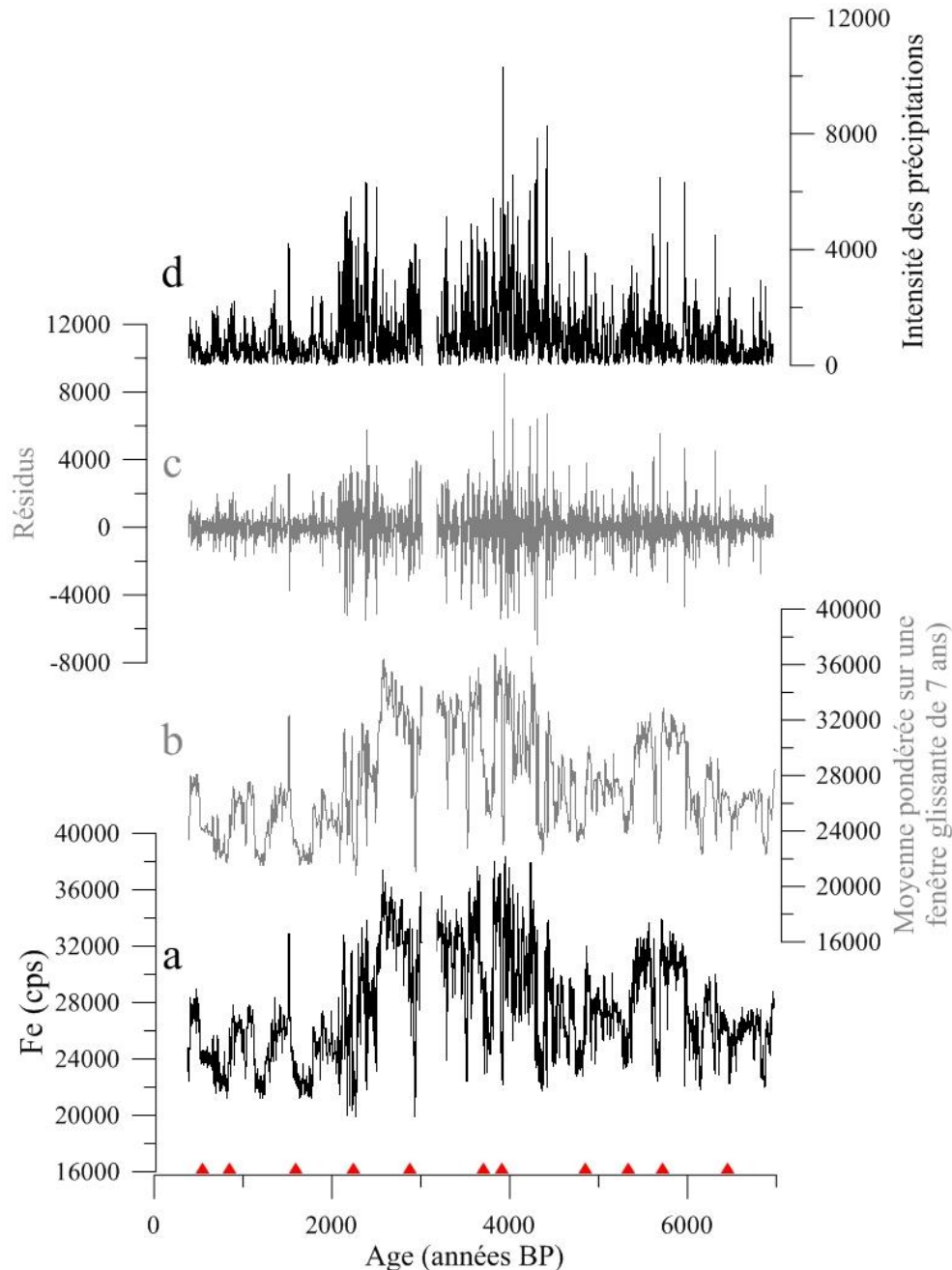


Figure V.2: Données de la carotte M772-003-2, 15°S. a) Enregistrement brut du contenu en fer ; b) Moyenne pondérée de l'enregistrement a sur une fenêtre glissante de 7 ans ; c) Résidus obtenus par la soustraction a-b ; d) Intensité des précipitations. Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 3000 ans BP est dû à un trou dans la carotte.

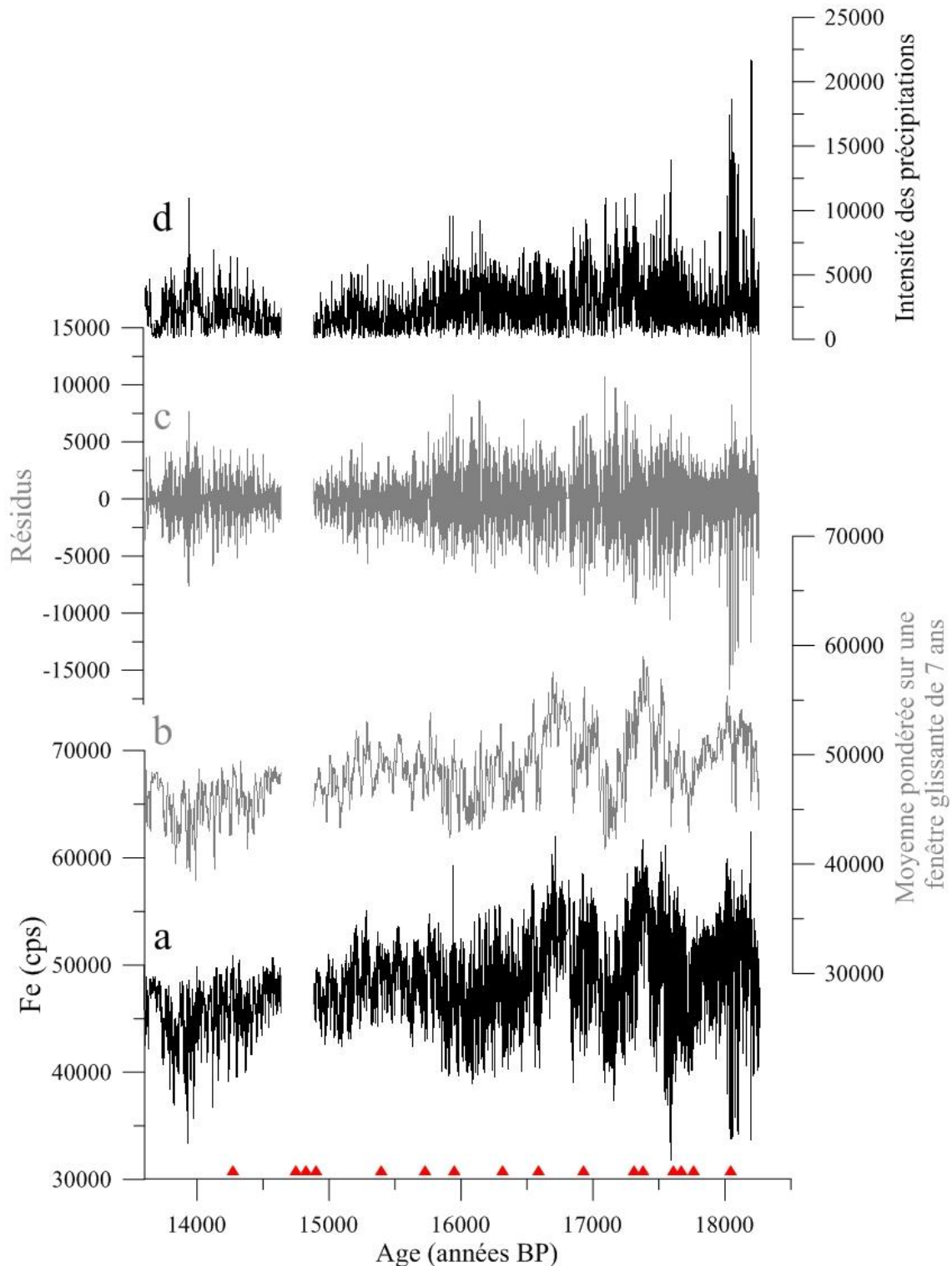


Figure V.3: Données de la carotte M772-029-3, 9°S. a) Enregistrement brut du contenu en fer ; b) Moyenne pondérée de l'enregistrement a sur une fenêtre glissante de 7 ans ; c) Résidus obtenus par la soustraction a-b ; d) Intensité des précipitations. Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF.

Nous avons analysé les concentrations en fer dans le sédiment à une résolution de 200 μm , aboutissant à un signal sub-annuel sur les deux carottes, à part sur les trois tronçons les plus récents de la carotte M772-029-3 (partie II). Ces trois tronçons présentent en effet des taux de sédimentation trop faibles pour enregistrer des variations dans la bande de fréquence de l'ENSO, comme nous l'avons démontré dans la partie V.1.1. La résolution sub-annuelle obtenue par l'analyse XRF de nos carottes est inégale pour des enregistrements couvrant plusieurs millénaires. En revanche, ces enregistrements bruts sont difficilement lisibles en raison de la superposition de variations millénaires, centennales, décennales et interannuelles (figures V.2.a et V.3.a). Nous avons donc traité le signal afin d'isoler les variations sub-annuelles des fluctuations à plus long terme, suivant une méthode dont le choix est expliqué en annexe G. Ce traitement a été effectué sur les cinq tronçons les plus récents de la carotte M772-003-2, qui couvrent les derniers 7000 ans et sur lesquels nous avons fait des mesures à haute résolution. Dans le cas de la carotte M772-029-3, seules les mesures couvrant l'intervalle temporel de 13600 à 18300 ans (tronçons 4 à 15) ont été prises en compte, les taux de sédimentation étant trop faibles dans les trois premiers tronçons pour enregistrer des variations sub-décennales.

Nous avons dans un premier temps lissé le signal brut pour en extraire les variations à des échelles inférieures à 7 ans. Nous avons calculé la moyenne des concentrations en fer sur une fenêtre glissante d'une taille définie au préalable. Cette méthode nous permet de sélectionner la périodicité que nous souhaitons isoler, i.e. les variations dans la bande ENSO (2-7 ans) dans notre étude, car la taille de la fenêtre détermine le nombre de points pris en compte dans le calcul de la moyenne. Afin que cette fenêtre représente un intervalle de temps constant, nous avons ré-échantillonné notre enregistrement à un pas constant de 6 mois. Une fenêtre de quatorze points correspond ainsi à un intervalle de 7 ans. La moyenne glissante a été pondérée de façon linéaire afin de donner du poids aux valeurs les plus centrales. Le résultat obtenu est similaire à celui obtenu en réalisant un filtre passe-bas, les variations à des échelles inférieures à la fenêtre glissante étant soustraites au signal brut. Dans le cadre de notre étude, la moyenne pondérée des concentrations en fer sur une fenêtre glissante de 7 ans représente donc les variations de ces concentrations à des échelles supérieures à 7 ans.

Une fois que les variations à des échelles supérieures à 7 ans ont été isolées, l'objectif est d'obtenir les variations à des échelles inférieures à 7 ans. Dans ce but, la moyenne pondérée sur une fenêtre glissante de 7 ans (figures V.2.b et V.3.b) est soustraite à l'enregistrement brut (figures V.2.a et V.3.a). Nous obtenons ainsi des résidus (figures V.2.c et V.3.c), qui représentent les variations à des échelles de temps inférieures à 7 ans. Les résidus présentent des valeurs positives aussi bien que négatives car la soustraction valeur brute - moyenne pondérée ramène la moyenne de notre enregistrement à 0. Les valeurs positives correspondent ainsi aux concentrations supérieures à la moyenne tandis que les valeurs négatives rendent compte des concentrations inférieures à la moyenne. Pour reconstruire l'intensité des variations, nous voulons retracer l'écart entre les valeurs maximales et minimales, qui correspond à l'écart entre les enveloppes inférieure et supérieure du signal. Or, ces enveloppes sont des courbes imaginaires.

Nous avons donc calculé la transformée de Hilbert de l'enregistrement, qui met ces lignes imaginaires sur le même plan que les points réels de l'enregistrement des concentrations en fer par lesquels ces lignes passent (Cexus, 2005). Une fois les valeurs réelles et imaginaires mises sur le même plan, calculer la valeur absolue de la transformée de Hilbert permet d'obtenir l'écart entre les enveloppes inférieure et supérieure du signal (figures V.2.d et V.3.d). C'est l'écart entre les enveloppes inférieure et supérieure du signal que nous utilisons dans la suite de ce chapitre pour retracer l'intensité des précipitations à l'échelle interannuelle au cours de l'Holocène puis au cours de la dernière déglaciation.

V.2. Fluctuations centennales à millénaires de l'intensité des événements El Niño au cours des derniers 18300 ans

V.2.1. Variations au cours de l'Holocène (0-7000 ans BP)

La reconstruction de l'intensité des précipitations pendant l'Holocène indique des variations d'amplitude maximale pendant l'intervalle entre 4400 et 2200 ans BP, noté sur la figure V.4 par une bande bleue. A l'inverse, l'intensité des précipitations atteint des valeurs minimales au cours des derniers 2100 ans. Notre enregistrement est contemporain de la reconstruction de l'activité de l'ENSO par Moy et al. (2002) et obtenue à partir des sédiments de la Laguna Pallcacocha, en Equateur (figure V.4.b). Il est communément admis qu'un déplacement de l'ITCZ vers le Nord, cause d'aridité en Equateur (Horel et Cornejo-Garrido, 1986), s'accompagne d'une réduction des précipitations sur les côtes péruviennes (Rein et al., 2005). Les enregistrements des précipitations au Pérou et en Equateur devraient donc suivre des variations synchrones, la téléconnexion de l'ENSO avec la façade occidentale de l'Amérique du Sud étant censée être restée stable pendant tout l'Holocène (Carré et al., 2012). Or, il ressort de la comparaison entre ces deux reconstructions que l'intensité des précipitations sur les côtes péruviennes a au contraire évolué en opposition avec l'activité de l'ENSO enregistrée en Equateur (Moy et al., 2002 ; figure V.4.b). Notre enregistrement présente en particulier une diminution de l'intensité des précipitations au Pérou lorsque l'activité ENSO enregistrée en Equateur est maximale, notamment entre 5500 et 4500 ans BP, entre 3500 et 2500 ans BP puis au cours des derniers 2000 ans. A l'inverse, les maxima d'intensité des précipitations au Pérou se produisent lorsque l'activité ENSO enregistrée en Equateur diminue, en particulier entre 4400 et 3500 ans BP puis entre 2500 et 2100 ans BP.

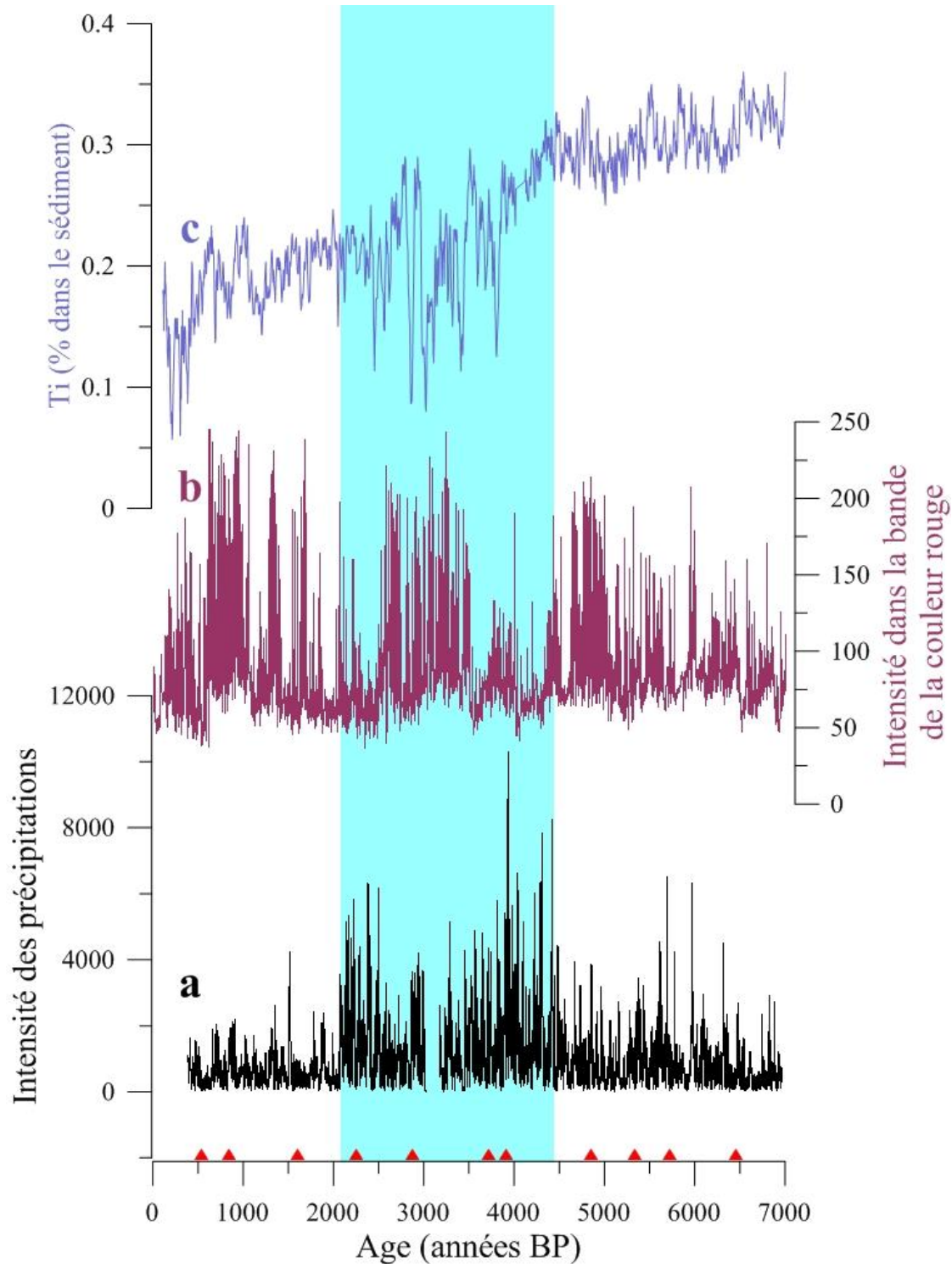


Figure V.4: a) Intensité des précipitations estimée sur la carotte M772-003-2 (marge péruvienne, 15°S) ; b) Nombre d'événements El Niño enregistrés dans la Laguna Pallcacocha (Andes équatoriennes, 2°S) (Moy et al., 2002) ; c) Pourcentage de titane dans les sédiments de la carotte ODP 1002-C (Bassin de Cariaco, 10°N) (Haug et al., 2001). Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 3000 ans BP est dû à un trou dans la carotte. La bande bleue indique la période pendant laquelle l'intensité des précipitations au Pérou est maximale.

L'opposition entre notre enregistrement et celui de Moy et al. (2002) suggère que ces indicateurs ne tracent pas le même paramètre. La carotte M772-003-2 enregistre l'intensité des précipitations. Au contraire, Moy et al. (2002) indiquent que l'amplitude des variations de leur enregistrement de précipitations ne dépend pas de l'intensité des événements : la réponse sédimentaire à un événement El Niño moins intense est similaire à la réponse à un événement très intense. L'enregistrement de Moy et al. (2002) reflète ainsi la fréquence des événements El Niño. Par conséquent, l'opposition entre l'intensité des précipitations au Pérou et l'activité de l'ENSO enregistrée en Equateur suggère que l'intensité des événements El Niño a augmenté lorsque leur fréquence a diminué au cours des derniers 7000 ans. Cette interprétation est vérifiée par certains résultats de modèles. Les simulations de Fedorov et Philander (2001) suggèrent ainsi l'existence de deux mécanismes de génération des événements El Niño, parmi lesquels celui qui produit les événements les plus intenses se produit avec une fréquence de plusieurs années alors que celui qui est à l'origine des événements moins intenses est récurrent à l'échelle d'un à deux ans. Ces simulations corroborent ainsi l'observation d'événements El Niño se succédant moins rapidement lorsque leur intensité augmente. L'étude parallèle de l'intensité et de la fréquence des événements El Niño sur un même enregistrement holocène est néanmoins requise pour valider cette hypothèse.

L'intensité des précipitations est maximale dans notre enregistrement entre 4400 et 2000 ans BP (figure V.4.a), ce qui est cohérent avec d'autres enregistrements de l'intensité des événements El Niño au cours de l'Holocène (Brijker et al., 2007 ; Koutavas et al., 2012 ; Rein, 2007 ; Toth et al., 2012). Ainsi, le pourcentage de particules lithiques au large du Pérou, indicateur d'événements El Niño intenses, est plus élevé entre 4000 et 1800 ans BP que pendant le reste de l'Holocène (Rein, 2007). De plus, Toth et al. (2012) interprètent un hiatus dans la formation des coraux du golfe de Tehuantepec, dans le Pacifique Est équatorial, entre 4000 et 2000 ans BP comme la conséquence d'une augmentation de l'intensité des événements El Niño. De même, un autre enregistrement de l'intensité des événements El Niño dans le Pacifique Est équatorial, basé sur l'étude de foraminifères individuels, indique une augmentation de l'amplitude de ces événements à partir de 4600 ans BP pour aboutir à un maximum entre 3300 et 2200 ans BP (Koutavas et al., 2012). Enfin, un enregistrement des conditions hydrologiques dans la Western Pacific Warm Pool (WPWP) couvrant l'Holocène indique une période plus aride entre 4000 et 2000 ans BP, avec des minima de précipitations en 2100, 2700, 3300, 3700 et 4200 ans BP (Brijker et al., 2007). Or, la WPWP est plus sèche lors des événements El Niño (Dai et Wigley, 2000), témoignant ainsi de la répétition d'événements El Niño très intenses entre 4200 et 2100 ans BP, lorsque notre enregistrement indique un maximum d'intensité des précipitations.

Si notre étude, en accord avec la littérature, tend à montrer l'occurrence d'événements El Niño très intenses entre 4000 et 2000 ans BP, nous devons comprendre quels processus ont contribué à amplifier ces événements. L'enregistrement des précipitations dans le bassin de Cariaco, qui dépend de la position latitudinale de l'ITCZ, montre des variations d'amplitude maximale entre 4000 et 2500 ans BP (Haug et al., 2001 ; figure V.4.c), lorsque l'intensité des précipitations au

Pérou est maximale (figure V.4.a). L'amplitude accrue des variations de l'ITCZ s'accompagne d'une augmentation de l'intensité des alizés (Barnett, 1977 ; Reiter, 1978). Des alizés plus intenses amplifient les variations de la profondeur de la thermocline (Frankignoul et Hasselmann, 1977), notamment en transférant de l'énergie cinétique à la colonne d'eau (Fedorov, 2002). Ces conditions accentuent l'intensité des variations interannuelles des SST dans les modèles de circulation générale (Bacher et al., 1998 ; Meehl et al., 2001). De plus, la mise en mouvement de la thermocline, qui génère des événements El Niño d'amplitude supérieure à celle des événements provoqués par la mise en mouvement des eaux de surface par les alizés (Graham et White, 1988 ; Zebiak et Cane, 1987), n'a lieu que lorsque l'intensité des alizés dépasse un seuil (Fedorov et Philander, 2001). Les variations rapides de la position de l'ITCZ auraient donc généré des événements El Niño de grande amplitude entre 4400 et 2000 ans BP. La position latitudinale de l'ITCZ serait ainsi un des principaux facteurs de contrôle de l'intensité des événements El Niño au cours de l'Holocène. Fedorov et Philander (2001) suggèrent également un rôle important de la profondeur de la thermocline ainsi que du gradient de température entre les eaux de surface et de subsurface mais les données existantes n'ont pas encore une résolution suffisante pour les comparer à des enregistrements de l'ENSO.

V.2.2. Variations au cours de la dernière déglaciation (13600-18300 ans BP)

V.2.2.a. Variations millénaires et orbitales des précipitations sur les côtes péruviennes

Les précipitations moyennes sur les côtes péruviennes ont diminué tout au long de l'enregistrement, jusqu'à atteindre un minimum au cours du B-A (figure V.5.a). Nous avons testé l'hypothèse d'une migration de l'ITCZ vers le Nord au B-A en comparant nos données à des enregistrements de la position latitudinale de l'ITCZ. La diminution des précipitations que nous observons sur les côtes péruviennes au B-A se déroule en parallèle d'une diminution des apports en titane au large du Brésil (figure V.5.c), indiquant une réduction des précipitations en Amazonie (Arz et al., 1998). A l'inverse, la réflectance des sédiments du bassin de Cariaco est plus faible au B-A que pendant l'H1 (figure V.5.d), témoignant d'une augmentation des précipitations au Nord de l'Amérique du Sud (Peterson et al., 2000). Or, les traceurs des précipitations dans le bassin de Cariaco évoluent en phase avec les indicateurs des précipitations dans les régions tropicales de l'hémisphère Nord, notamment en Amérique centrale (Haug et al., 2001). Une augmentation des précipitations au Venezuela résulte donc d'une migration de l'ITCZ vers le Nord. Des conditions plus sèches sur les côtes péruviennes et en Amazonie au B-A, accompagnées d'une augmentation des précipitations au Nord de l'Amérique du Sud, indiquent ainsi une tendance à la migration de l'ITCZ vers le Nord. Une position septentrionale de l'ITCZ indique en outre la mise en place de conditions moyennes de type La Niña au B-A (Liu et al., 2012).

A une échelle plus courte, les pics d'intensité des précipitations sur les côtes péruviennes diminuent pendant toute la durée du H1, pour atteindre un minimum au début du B-A (figure V.5.b). Ces résultats vont à l'encontre des données de Rein et al. (2005), qui indiquent une faible intensité des événements El Niño sur la période antérieure à 17000 ans BP, période marquée sur notre enregistrement par la plus forte intensité des précipitations que nous ayons observée au cours de la dernière déglaciation (figure V.5.b). Cependant, l'enregistrement de Rein et al. (2005) présente une résolution temporelle plus faible pour la déglaciation que pour l'Holocène en raison d'un modèle d'âge contraint par un plus faible nombre de datations au ^{14}C couvrant la période antérieure à 10000 ans BP. L'intervalle de 20000 à 16000 ans BP est en particulier contraint par 4 datations seulement sur l'enregistrement de Rein et al. (2005) contre 9 dans notre étude. L'amélioration de la résolution temporelle sur notre enregistrement témoignerait ainsi de l'occurrence d'événements El Niño intenses pendant la partie initiale du H1.

L'hypothèse d'une forte intensité des événements El Niño pendant la première partie du H1, que nous proposons à partir de nos données, est corroborée par l'observation d'une forte amplitude des fluctuations interannuelles des SST à Tahiti à cette époque (Felix et al., 2012). De même, Gibbons et al. (2014) montrent des variations intenses des salinités de surface dans la WPWP au cours du H1, suggérant une intensification des événements El Niño. Un maximum d'intensité des événements El Niño au cours du H1 a été démontrée de manière similaire sur la base de la comparaison de foraminifères individuels du Pacifique Ouest et du Pacifique Est (Sadekov et al., 2013). L'épaisseur des varves du lac Hitchcock, en Nouvelle-Angleterre, région soumise aux téléconnexions de l'ENSO (Halpert et Ropelewski, 1992), montre une diminution de l'intensité des variations dans la bande de fréquence 3-7 ans entre 15200 et 13500 ans BP (Rittenour et al., 2000). Or, cette bande de fréquence est caractéristique des événements El Niño de grande amplitude (Graham et White, 1988 ; Zebiak et Cane, 1987). L'enregistrement basé sur les varves du lac Hitchcock indique ainsi une diminution de l'intensité des événements El Niño au B-A par rapport au H1. Enfin, des simulations du climat pendant le H1 prévoient de fortes variations interannuelles pendant cette période (Merkel et al., 2010). Les événements El Niño ont donc été plus intenses au H1 que pendant le B-A.

Nous avons cherché des processus pouvant expliquer les variations d'intensité des événements El Niño qui sont enregistrées dans notre carotte. Dans ce but, nous testons les différents forçages contrôlant le système climatique aux échelles millénaire et orbitale. Les variations climatiques orbitales et millénaires sont contrôlées essentiellement par l'insolation (Berger et Loutre, 1991) et l'intensité de l'AMOC (Broecker, 1991) respectivement. Dans un contexte de déglaciation, le niveau marin peut également avoir un impact sur la sédimentation sur les plates-formes comme celle où la carotte a été prélevée (Bertrand et al., 2000 ; Martinez et al., 2000).

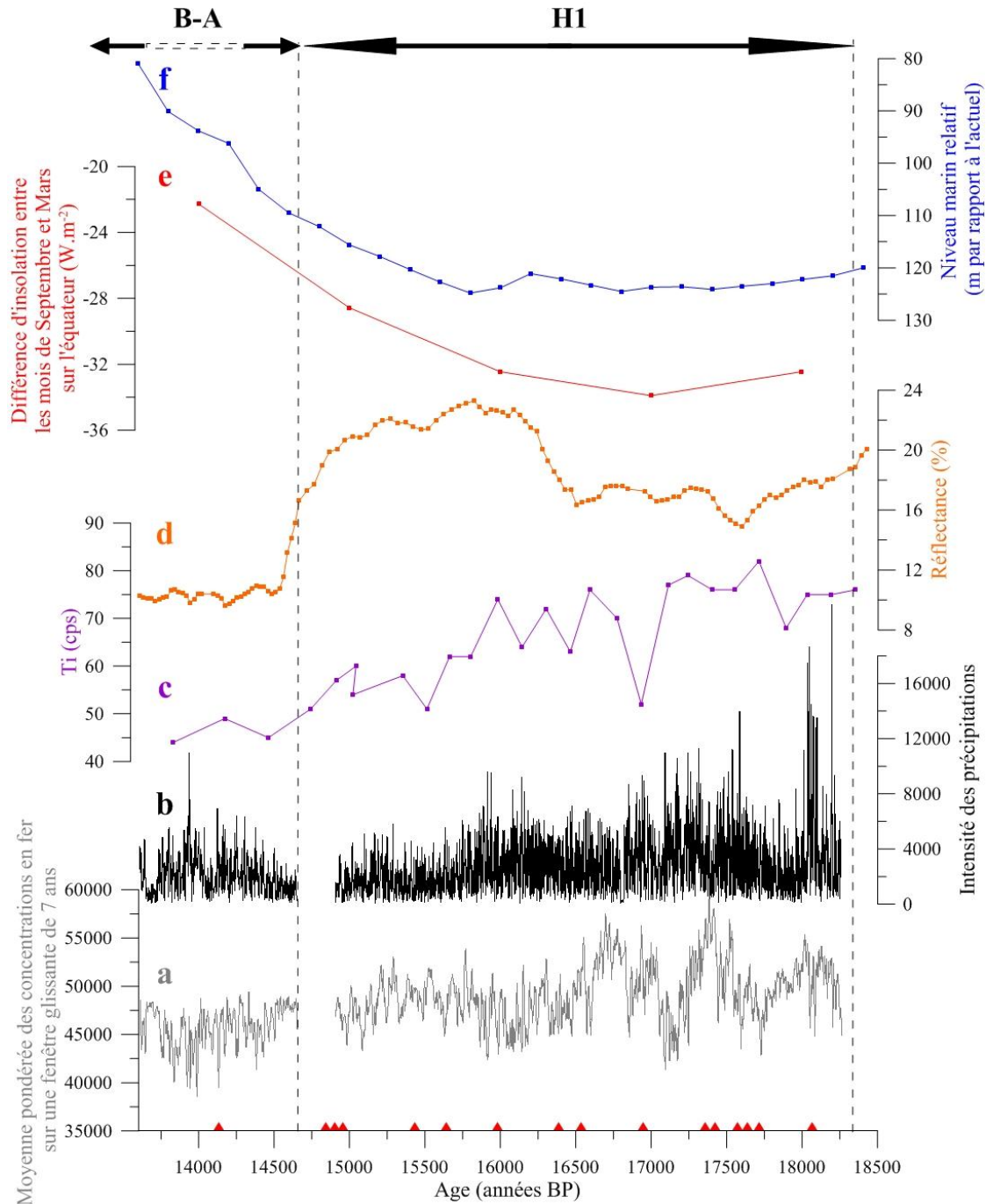


Figure V.5: Données de la carotte M772-029-3 (marge péruvienne, 9°S) : a) Moyenne pondérée des concentrations en fer sur une fenêtre glissante de 7 ans et b) Intensité des précipitations ; c) Concentrations en titane mesurées sur les sédiments de la carotte GeoB 3104-1 (Sud-Ouest de l'Atlantique, 3°S) (Arz et al., 1998) ; d) Réflectance mesurée sur les sédiments de la carotte ODP 1002C (bassin de Cariaco, 10°N) (Peterson et al., 2000) ; e) Différence d'insolation entre les mois de Septembre et Mars sur l'équateur (Berger et Loutre, 1991) ; f) Niveau marin relatif par rapport au niveau actuel, estimé à partir des sédiments de la carotte GeoB 5844-2 (Mer Rouge, 27°N) (Arz et al., 2007). Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF.

Nous avons d'abord testé l'hypothèse du contrôle de l'ENSO par l'insolation, qui a été proposée par Clement et al. (1999). Dans ce but, nous avons comparé notre enregistrement de l'intensité des précipitations à une reconstruction de l'insolation. Nous observons un maximum d'intensité des précipitations il y a 18000 ans (figure V.5.b), lorsque l'insolation sur l'équateur est maximale en Mars et minimale en Septembre, créant une différence très négative d'insolation entre les mois de Septembre et Mars (près de -40 W.m^{-2} ; figure V.5.e). L'upwelling du Pacifique Est équatorial, qui se produit en Septembre, a alors lieu pendant la saison où le réchauffement de la WPWP par l'énergie solaire est le plus faible. Dans ce contexte, le gradient zonal de température est atténué dans l'Océan Pacifique (Koutavas et al., 2012), ce qui affaiblit la circulation de Walker (Julian et Chervin, 1978). De telles conditions sont propices au développement d'événements El Niño (Clement et al., 1999). Le maximum d'intensité des précipitations sur les côtes péruviennes il y a 18000 ans témoigne ainsi d'un affaiblissement de la circulation de Walker lorsque la répartition saisonnière de l'insolation réduit le gradient zonal de SST dans le Pacifique équatorial. La répartition saisonnière de l'insolation sur l'équateur apparaît ainsi comme un facteur potentiel d'activation de l'ENSO. L'intensité des précipitations au Pérou diminue entre 18000 et 13600 ans BP (figure V.5.b), lorsque la différence d'insolation entre les mois de Septembre et de Mars devient moins négative (figure V.5.e), indiquant une augmentation de l'insolation en Septembre et une diminution de l'insolation en Mars. Dans ces conditions, le gradient zonal de température s'accroît dans l'Océan Pacifique équatorial, ce qui réactive la circulation de Walker. Nos données suggèrent que cette réactivation de la circulation de Walker atténue l'intensité des événements El Niño. La différence d'insolation entre Septembre et Mars ne diminue cependant que d'une dizaine de W.m^{-2} entre 18000 et 14000 ans BP. Or, des variations de cette amplitude sont faibles mais peuvent générer de fortes variations hydrologiques dans les régions tropicales (Prell et Kutzbach, 1987).

L'accélération de l'augmentation du niveau marin au début du B-A (Bard et al., 1996), lorsque les concentrations en fer au large du Pérou atteignent un minimum, soulève la question de la contribution des variations du niveau marin aux fluctuations des conditions dans le PUS. Un niveau marin plus bas pendant la déglaciation a fait avancer le trait de côte par rapport à sa position actuelle. Dans ces conditions, la carotte M772-029-3 se situait à une distance par rapport à la côte inférieure à celle observée aujourd'hui et était ainsi plus proche de la source de particules terrigènes. Les apports en matières terrigènes silicoclastiques étaient ainsi plus soutenus sur ce site en bas niveau marin qu'en haut niveau marin à précipitations égales. L'augmentation du niveau marin au cours de la déglaciation a ainsi pu contribuer à une diminution des apports de matériel terrigène silicoclastique sur le site de la carotte M772-029-3, indépendamment de l'intensité des précipitations. Cette hypothèse serait corroborée par la diminution des concentrations en fer au large du Pérou (figure V.5.a) pendant que le niveau marin augmente en Mer Rouge (figure V.5.f), témoignant d'une augmentation du niveau marin global (Arz et al., 2007). La diminution de l'intensité des événements El Niño est cependant plus rapide entre 18000 et 15700 ans BP (figure V.5.b), intervalle pendant lequel le niveau marin est stabilisé autour de 120 m en-dessous du niveau actuel (figure V.5.f), que sur la période postérieure à

15700 ans BP, au cours de laquelle le niveau marin augmente. Cette observation indique que les variations du niveau marin ne suffisent pas pour expliquer la diminution progressive de l'intensité des événements El Niño.

Outre des variations de l'insolation et du niveau marin, la dernière déglaciation a été marquée par de fortes fluctuations de l'intensité de l'AMOC (McManus et al., 2004). Or, l'hypothèse d'un contrôle de l'ENSO par la circulation océanique a été proposée sur la base de l'observation d'une augmentation de l'amplitude des événements El Niño au YD et au H1 (Felis et al., 2012), lorsque l'AMOC est ralentie (McManus et al., 2004). Cette relation est corroborée par les sorties de modèles, qui montrent une intensification des événements El Niño sous des conditions de ralentissement de l'AMOC, aussi bien dans un contexte climatique glaciaire (Merkel et al., 2010) qu'interglaciaire (Timmermann et al., 2007). Les reconstructions de l'AMOC montrent que celle-ci s'est intensifiée rapidement au début du B-A, il y a 14640 ans (McManus et al., 2004), soit plus d'un millier d'années après la mise en place, il y a 15700 ans, d'une faible intensité des précipitations au Pérou (figure V.5.b). Ce décalage entre notre enregistrement et celui de McManus et al. (2004) pourrait néanmoins s'expliquer par un cadre chronologique mieux contraint dans notre étude et reposant sur une courbe de calibration plus récente (Calib 7.2 dans notre étude contre Calib 4 dans la publication de McManus et al. (2004)). L'observation d'une période de réduction de l'intensité des précipitations plus d'un millier d'années avant la réactivation de l'AMOC suggère que la circulation océanique pourrait ne pas être le principal facteur forçant les variations de l'ENSO au cours de la déglaciation. Des enregistrements de l'AMOC à une résolution temporelle supérieure sont cependant nécessaires pour vérifier cette hypothèse.

En résumé, les variations millénaires des concentrations en fer et l'intensité des précipitations sont contrôlées par la répartition saisonnière de l'insolation dans la région équatoriale, dont l'impact pourrait être amplifié par les variations de l'AMOC. Hormis l'AMOC, les forçages dont nous avons testé l'impact sur le PUS varient trop lentement pour expliquer les fortes variations centennales observées sur nos enregistrements. D'autres mécanismes causent donc ces variations.

V.2.2.b. Interaction ENSO-AMOC à l'échelle centennale

Nous observons des phases centennales d'augmentation de l'intensité des événements El Niño, représentées sur notre enregistrement par des pics d'intensité des précipitations (figure V.6.a) et notées par des bandes bleues sur la figure V.6. Ces pics d'intensité des précipitations au Pérou s'observent vers 18200, 18100, 17500, 17200, 16900, 16100, 15900, 15200 et 14300-13900 ans BP (figure V.6.a). Ils se produisent aussi bien au cours du H1 que pendant le B-A mais semblent se succéder plus rapidement entre 17500 et 17000 ans BP puis vers 16000 ans BP, suggérant l'existence de conditions amplifiant les pics de précipitations au cours de ces deux périodes du H1.

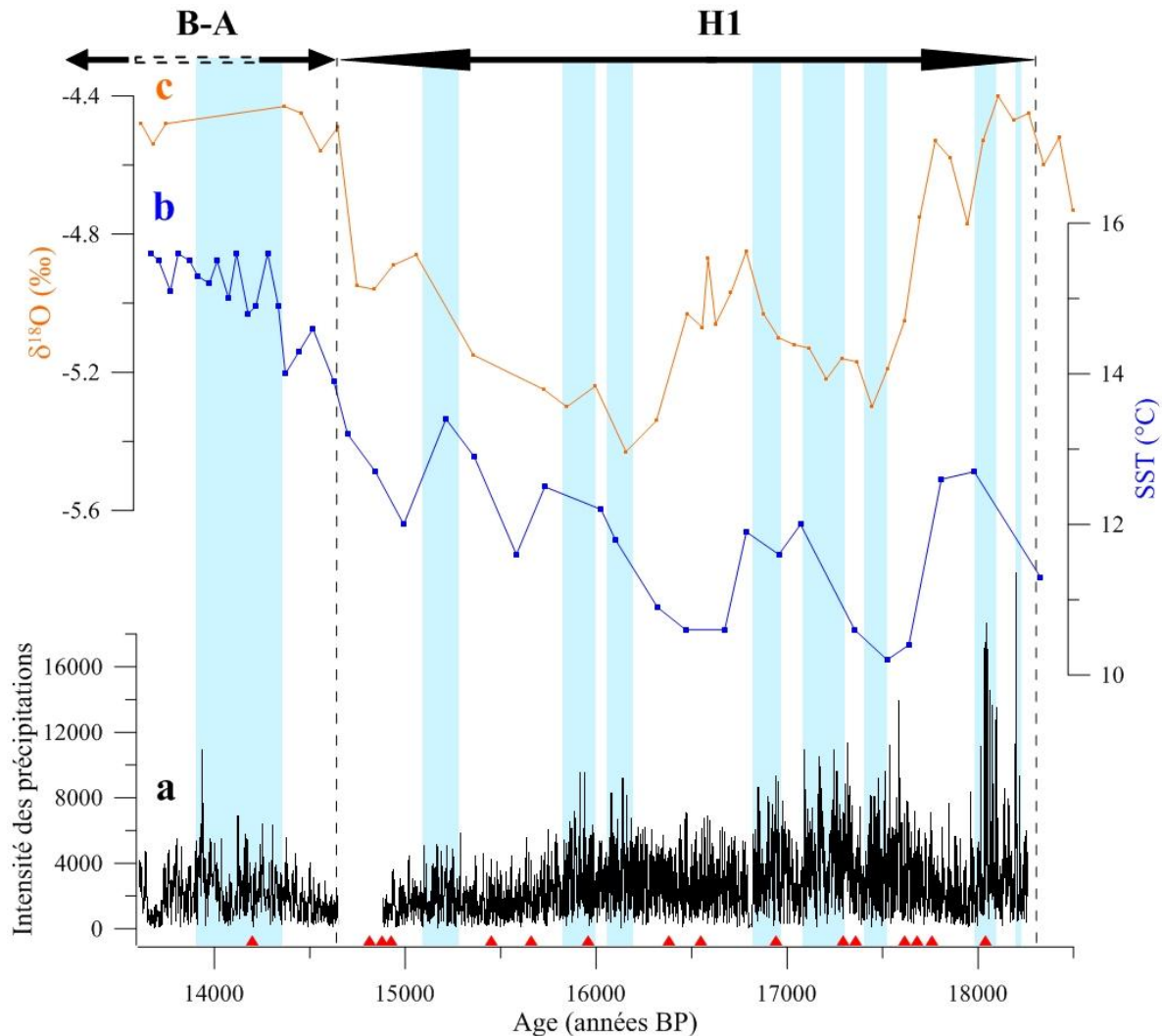


Figure V.6: a) Intensité des précipitations estimée sur la carotte piston M772-029-3 (marge péruvienne, 9°S) ; b) SSTs mesurées sur les sédiments de la carotte MD95-2043 (Mer d'Alboran, 36°N) (Martrat et al., 2014) ; c) $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur le spéléothème R06C5 (grotte de Liang Luar, Ile de Flores, Indonésie, 8°S) (Ayliffe et al., 2013). Les triangles rouges indiquent les datations obtenues au ^{14}C . Le hiatus observé vers 14800 ans BP est dû à la présence de dépôts indurés sur lesquels nous n'avons pas pu réaliser d'analyse XRF. Les bandes bleues indiquent les périodes de forte intensité des précipitations.

La concentration des pics d'intensité des précipitations au cours de deux périodes bien distinctes séparées par une période d'intensité modérée des précipitations témoigne de variations hydrologiques internes au H1. Plusieurs carottes de sédiments de l'Atlantique Nord indiquent que les dépôts d'Ice Rafted Detritus (IRD), caractéristiques des événements d'Heinrich, sont interrompus à plusieurs reprises par des couches de sédiments plus fins (Bond et al., 1999 ; Elliott et al., 1999), témoignant d'une variabilité centennale des débâcles d'icebergs au sein des événements d'Heinrich. Bard et al. (2000) distinguent notamment deux phases de dépôt d'IRDs pendant l'H1 : la phase HS1a autour de 16000 ans BP et la phase HS1b vers 17500 ans BP. Ces

deux phases de dépôt semblent coïncider avec le début des périodes propices à de fortes précipitations au Pérou (bandes bleues sur la figure V.6). Comme les SST dans l'Atlantique Nord sont directement impactées par les débâcles d'icebergs à l'origine des événements d'Heinrich, comparer notre enregistrement avec une archive de cette région permettrait de vérifier si les phases de réchauffement internes au H1 ont eu un impact sur le PUS. Cependant, peu d'enregistrements des SST dans l'Atlantique Nord ont une résolution suffisante pendant le H1 pour caractériser les variations centennales qui ont eu lieu au cours de cette période. Un enregistrement sensible aux variations des SST dans l'Atlantique Nord est donc requis pour vérifier si le signal d'intensité des précipitations au Pérou est contemporain de changements climatiques dans l'hémisphère Nord.

La Mer d'Alboran présente des variations des SST synchrones à celles enregistrées dans l'Atlantique Nord et parallèles aux fluctuations de température au Groenland, indiquant un fort couplage entre la Mer d'Alboran et les hautes latitudes de l'hémisphère Nord par l'intermédiaire du flux d'eaux de l'Atlantique Nord en Mer d'Alboran (Cacho et al., 1999). Les variations des SST en Mer d'Alboran sont en outre amplifiées par rapport aux fluctuations observées dans l'Atlantique Nord sous l'effet des variations d'intensité des vents en Méditerranée (Cacho et al., 2001). Nous avons donc comparé nos données à un enregistrement des SST en Mer d'Alboran (Martrat et al., 2014) plutôt qu'à un enregistrement des SST dans l'Atlantique Nord. Les phases de forte intensité des précipitations au Pérou (figure V.6.a) sont plus fréquentes lorsque les SST augmentent en Mer d'Alboran (figure V.6.b ; Martrat et al., 2014). Nous proposons donc l'existence d'un lien entre les variations des SST internes au H1 et les fluctuations de l'amplitude des pics de précipitation au Pérou. D'autres carottes de sédiments marins de l'Océan Pacifique Nord indiquent des variations internes au H1 (Kiefer et Kienast, 2005) mais notre enregistrement est la première archive marine à enregistrer des fluctuations similaires dans l'hémisphère Sud.

De plus, les deux périodes montrant des pics rapprochés d'intensité des précipitations débutent vers 17500 et 16100 ans BP respectivement, lorsque le $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes de Liang Luar, en Indonésie, atteint un minimum (figure V.6.c). Ces deux périodes se marquent ensuite par une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ (figure V.6.c). Or, l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes témoigne d'une diminution des précipitations en Indonésie en réponse à une migration de l'ITCZ vers le Nord (Ayliffe et al., 2013). L'hypothèse d'une migration de l'ITCZ vers le Nord est corroborée par une diminution rapide des concentrations en titane au large du Brésil vers 17500 et 16100 ans BP, bien que la résolution de cet enregistrement soit trop faible pour savoir si ces diminutions sont significatives (figure V.5.c ; Arz et al., 1998). Un maximum d'intensité des précipitations au Pérou est ainsi suivi d'une migration de l'ITCZ vers le Nord conduisant à la mise en place de conditions moyennes de type La Niña dans l'Océan Pacifique. Notre enregistrement montre des variations hydrologiques tropicales synchrones avec les phases multicentennales de refroidissement et de réchauffement qui ont rythmé le H1. La répétition de pics d'intensité des précipitations au Pérou pendant les périodes de réchauffement de l'hémisphère Nord suggère l'existence d'un mécanisme reliant le climat dans l'hémisphère Nord et l'activité de l'ENSO.

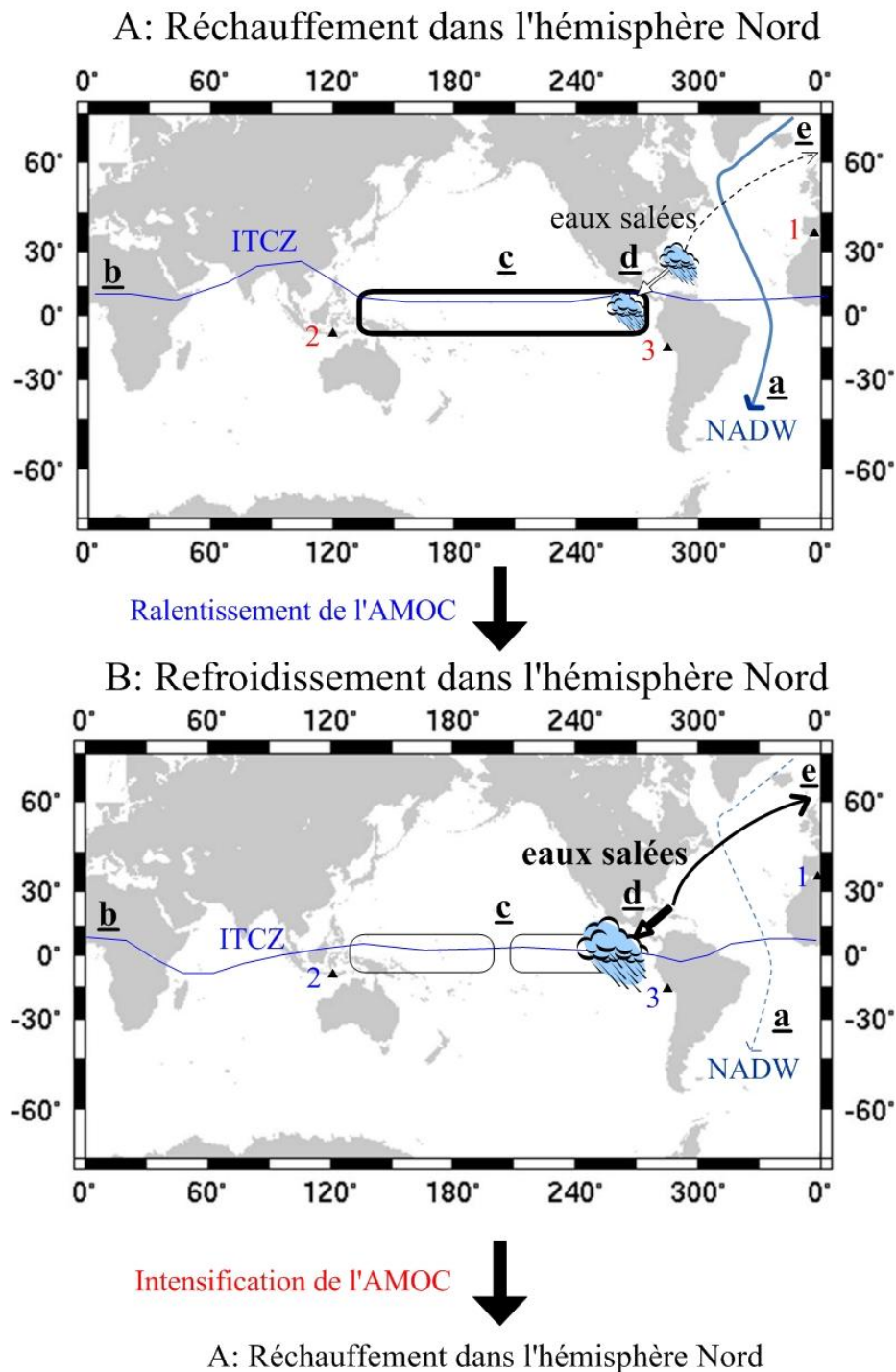


Figure V.7: Synthèse de la circulation atmosphérique pendant les phases de réchauffement (A) et refroidissement (B) internes au H1. 1 : Carotte MD95-2043, Mer d'Alboran (Martrat et al., 2014) ; 2 : Spéléothème R06C5, grotte de Liang Luar, Indonésie (Ayliffe et al., 2013) ; 3 : Carotte M772-003-2, marge péruvienne (cette étude). Les chiffres rouges indiquent un réchauffement dans l'hémisphère Nord (1) et un assèchement dans les régions tropicales de l'hémisphère Sud (2 et 3) tandis que les chiffres bleus correspondent à un refroidissement dans l'hémisphère Nord et une augmentation des précipitations dans les régions tropicales de l'hémisphère Sud.

Des simulations suggèrent une interaction entre l'AMOC et l'ENSO (Schmittner et Clement, 2002 ; Zhang et Delworth, 2005). Les masses d'eaux qui plongent dans les mers nordiques pour former la NADW sont en effet transportées depuis l'Atlantique Ouest tropical, dont la vapeur d'eau est transférée en partie vers l'Océan Pacifique. Plus ce transfert est intense, plus les eaux de l'Atlantique Ouest tropical sont salées et plus elles sont denses en arrivant dans les mers nordiques. Un transfert de vapeur d'eau intense contribue ainsi à maintenir une THC active. Or, les sorties de modèles indiquent un transfert de vapeur d'eau plus actif lors des événements El Niño (Latif, 2001). Cet impact des événements El Niño sur le transfert de vapeur d'eau vers l'Océan Pacifique est confirmé à l'échelle des événements de Dansgaard-Oeschger et d'Heinrich par des enregistrements des salinités dans l'Océan Pacifique Est équatorial (Benway et al., 2006 ; Leduc et al., 2007). Les simulations de Schmittner et Clement (2002) indiquent en outre que les variations du transfert de vapeur d'eau consécutives aux variations de l'activité de l'ENSO modifient significativement l'intensité de l'AMOC. L'AMOC module l'ENSO en retour, une réduction de l'AMOC provoquant une migration de l'ITCZ vers le Sud (Saenger et al., 2009), créant des conditions favorables à des événements El Niño intenses (Timmermann et al., 2007). L'hypothèse d'une interaction entre l'ENSO et l'AMOC par l'intermédiaire de l'ITCZ est corroborée par nos résultats, qui indiquent des pics rapprochés d'intensité des précipitations (figure V.6.a) précédant une migration de l'ITCZ vers le Nord (figures V.6.c) et contemporains d'une augmentation des SST en Mer d'Alboran (figure V.6.b).

Les phases chaudes dans l'hémisphère Nord (figure V.7.A) se marquent par une AMOC active sous l'effet d'une production intense d'eaux profondes nord-atlantiques (NADW) (figure V.7.A.a) et par une position septentrionale de l'ITCZ (figure V.7.A.b), qui réduit l'intensité des événements El Niño (figure V.7.A.c) et ralentit le transfert de vapeur d'eau de l'Atlantique Ouest tropical vers le Pacifique (figure V.7.A.d). De telles conditions font diminuer la salinité des eaux de surface transportées de l'Atlantique Ouest tropical vers les mers nordiques (figure V.7.A.e), ce qui ralentit la formation de NADW (figure V.7.B.a) et aboutit ultimement à une réduction de l'intensité de l'AMOC. Ce ralentissement de l'AMOC provoque un refroidissement de l'hémisphère Nord. La réorganisation de la circulation atmosphérique qui en résulte se marque par une migration de l'ITCZ vers le Sud (figure V.7.B.b). Une position méridionale de l'ITCZ amplifie les événements El Niño (figure V.7.B.c), ce qui accentue le transfert de vapeur d'eau de l'Atlantique Ouest tropical vers l'Océan Pacifique (figure V.7.B.d). Il en résulte une augmentation de la salinité des eaux de surface transportées vers les mers nordiques, où la formation d'eaux profondes s'intensifie (figure V.7.B.e), contribuant à réactiver l'AMOC et ultimement à réchauffer l'hémisphère Nord (figure V.7.A).

Notre méthode de reconstruction de l'intensité des précipitations sur les côtes péruviennes nous a permis de mettre en évidence des fluctuations millénaires et centennales de l'intensité des événements El Niño pendant l'H1 et le B-A. Les variations millénaires ont été entraînées essentiellement par les changements de répartition saisonnière de l'insolation. Les fluctuations centennales ont quant à elles été contrôlées par l'interaction entre l'ENSO et l'AMOC par

l'intermédiaire des migrations latitudinales de l'ITCZ. Néanmoins, des reconstructions des salinités dans l'Océan Pacifique Est équatorial et dans l'Atlantique Ouest tropical ainsi que de l'intensité de l'AMOC à de plus hautes résolutions temporelles sont nécessaires pour vérifier cette hypothèse. Des reconstructions de la fréquence des événements El Niño au cours de la dernière déglaciation sont également requises pour déterminer si les périodes de réduction de l'AMOC mènent plus fréquemment à la formation d'événements El Niño ou si elles font augmenter l'amplitude des événements sans changer leur fréquence. Enfin, un enregistrement haute-résolution et continu des variations de type ENSO au cours des derniers 18000 ans permettrait de disposer de données comparables sur le fonctionnement de l'ENSO sous différents contextes climatiques. Une meilleure compréhension de la dynamique de l'ENSO en résulterait.

Principales conclusions du chapitre V

- L'**intensité** des événements El Niño holocènes a été **maximale entre 4400 et 2100 ans BP** sous l'effet d'une **intensification des alizés**.
- Les **précipitations moyennes** sur les côtes péruviennes ont **diminué entre 13600 et 18300 ans BP**.
- Les événements El Niño ont été **plus intenses au cours du H1** que du B-A.
- A l'échelle millénaire, l'intensité des événements El Niño est **maximale** quand la répartition saisonnière de l'insolation à l'équateur affaiblit la circulation de Walker.
- Les **maxima d'intensité des événements El Niño** sont plus fréquents lors de **périodes de réchauffement de l'hémisphère Nord** et sont suivis d'une **migration de l'ITCZ vers le Nord**.
- Les **variations de l'intensité des événements El Niño** auraient contribué aux **variations climatiques centennales** observées pendant l'H1 en amplifiant et réduisant alternativement le transfert de vapeur d'eau de l'Atlantique Ouest tropical vers le Pacifique Est équatorial.
- Les **variations de l'AMOC** modulent en retour l'intensité des événements El Niño par l'intermédiaire des migrations latitudinales de l'ITCZ.

Chapitre VI : Conclusions et perspectives

L'objectif de cette thèse était de reconstruire les variations passées du Système d'Upwelling Péruvien (PUS) et de l'OMZ correspondante aux échelles pluri-annuelle à millénaire, afin d'en déduire l'impact des variations climatiques sur ce système. Dans cette optique, nous avons analysé à l'échelle des lamines cinq carottes de sédiments prélevées au cœur de l'OMZ. Cette méthode nous a permis de produire des reconstructions à l'échelle pluri-annuelle, inégalée dans le cadre de l'analyse destructive de sédiments marins. Ces reconstructions ont été obtenues dans le cadre d'une étude multi-proxies, combinant une double approche géochimique et micropaléontologique. L'étude parallèle de plusieurs indicateurs nous a permis de retracer la production biologique, les températures de surface (SSTs) et les précipitations afin d'en déduire les variations parallèles des compartiments qui interagissent dans notre zone d'étude (biosphère, océan et atmosphère), offrant une image complète du système climatique péruvien et des forçages qui le contrôlent.

VI.1. Principales conclusions

VI.1.1. Variations à l'échelle des lamines

Les enregistrements sédimentaires que nous avons étudiés présentaient deux types principaux de lamines, qui se distinguent visuellement, sur les radiographies et sur la base de leur composition chimique (XRF core scanning). Les lamines claires, marquées par une faible densité, un faible contenu en éléments détritiques silicoclastiques et une forte composante biogène autochtone, témoignent de conditions de forte productivité dans le PUS et d'aridité sur les côtes péruviennes. De telles conditions sont analogues à celles observées de nos jours sous des conditions normales et pendant les événements La Niña (Fontugne et al., 1999 ; Philander, 1990). A l'inverse, les lamines sombres, plus denses et contenant plus de matériel silicoclastique d'origine continentale et moins de matériel biogène, représentent une diminution de la productivité et une augmentation des précipitations. Ces lamines représentent ainsi des conditions similaires à celles observées lors des événements El Niño canoniques (type EP ; Ashok et al., 2007) les plus intenses (Ortlieb et Macharé, 1993). De plus, les assemblages de diatomées montrent une augmentation de la contribution des espèces inféodées à l'upwelling de printemps dans les lamines claires. L'outil micropaléontologique nous permet également de préciser que les lamines sombres témoignent de l'advection d'eaux équatoriales vers les côtes péruviennes ainsi que d'une augmentation du ruissellement, ces deux mécanismes transportant respectivement des diatomées d'océan ouvert

équatorial et des diatomées benthiques vers les sites de carottage. L'advection d'eaux équatoriales et le ruissellement sont des arguments supplémentaires en faveur de l'hypothèse de conditions de type El Niño dans les lamines sombres. Enfin, le $\delta^{15}\text{N}$ augmente dans les lamines claires par rapport aux lamines sombres, suggérant une intensification de la dénitrification sous l'effet d'une réduction des concentrations en oxygène dans l'OMZ du Pérou. De telles conditions s'observent sous des conditions normales et lors des événements La Niña actuels (Gutiérrez et al., 2008). Des proxies indépendants donnent ainsi une image cohérente des conditions de dépôt des lamines, les lamines claires représentant des conditions moyennes de type La Niña tandis que les lamines sombres témoignent de conditions moyennes de type El Niño.

Il ressort de l'analyse du sédiment à l'échelle des lamines que ces dépôts enregistrent des variations climatiques de type ENSO mais pas des événements El Niño ou La Niña individuels, contrairement à ce que certains travaux ont proposé (Vargas et al., 2004). En effet, nous n'observons qu'une lamine tous les 7 à 10 ans en moyenne dans nos enregistrements récents. Seule une partie de notre enregistrement de la déglaciation atteint une résolution temporelle supérieure, avec une lamine tous les 2 à 4 ans. La résolution temporelle de nos échantillons est donc insuffisante pour retracer des événements El Niño ou La Niña individuels. Nous pensons en revanche que les lamines sont issues du dépôt de sédiments pendant plusieurs années consécutives marquées par le même état moyen. L'analyse du sédiment à l'échelle des lamines nous permet toutefois de retracer l'alternance entre des conditions moyennes dominantes de type El Niño et La Niña à l'échelle décennale. Nous pouvons ainsi étudier les variations de l'état moyen du PUS à cette échelle de temps. Une résolution décennale a été rarement atteinte précédemment dans l'étude de carottes sédimentaires couvrant plusieurs millénaires. Par ailleurs, un résultat marquant de nos travaux indique que de faibles variations inter-lamines sont enregistrées en comparaison des fluctuations observées à des échelles centennales à millénaires. L'impact des variations climatiques pluri-annuelles et décennales est donc faible en comparaison des forçages exercés à de plus longues échelles de temps.

VI.1.2. Forçages contrôlant l'état moyen du Système d'Upwelling Péruvien

Nos résultats nous ont permis de mieux comprendre les processus à l'origine des changements des conditions moyennes dans le PUS aux échelles temporelles centennales, pluri-centennales et millénaires.

Notre enregistrement de $\delta^{15}\text{N}$ montre une **tendance pluri-millénaire** à l'intensification de l'OMZ du Pérou au cours des derniers 7000 ans. L'absence de tendance similaire dans les enregistrements de productivité dans le PUS suggère que le forçage exercé par la demande en oxygène, prépondérant à l'échelle centennale, est modulé par un autre processus à l'échelle millénaire. L'impact de la productivité est atténué pendant l'Holocène moyen, probablement du fait d'une circulation océanique globale plus intense (McManus et al., 2004), tandis que le

ralentissement progressif, bien que faible, de la circulation thermohaline au cours de l'Holocène a probablement intensifié l'OMZ du Pérou. Nos résultats montrent que l'intensification de l'OMZ s'est produite en deux étapes, le $\delta^{15}\text{N}$ présentant deux shifts vers des valeurs plus élevées : entre 5400 et 5300 ans BP puis entre 2600 et 2200 ans BP. La réduction de l'oxygénation dans l'OMZ du Pérou est accompagnée dans les deux cas par une augmentation de la productivité, suggérant la mise en place de conditions moyennes de type La Niña dans le PUS. Les deux périodes d'augmentation se sont produites au cours de la phase finale de périodes de changement climatique global, désignées sous le nom de RCC (Rapid Climate Change events ; Mayewski et al., 2004). Or, la fin des RCC se marque par un réchauffement dans l'hémisphère Nord et une migration de l'ITCZ vers le Nord favorable à une intensification de la circulation de Walker. Une circulation de Walker intense, matérialisée par des conditions moyennes de type La Niña, accentue la productivité dans le PUS, ce qui intensifie l'OMZ en accélérant la consommation d'oxygène dans les eaux de subsurface. La comparaison de nos résultats avec des enregistrements climatiques contemporains indiquent qu'un refroidissement de l'hémisphère Nord a ralenti la circulation de Walker par l'intermédiaire d'un renforcement de l'anticyclone sibérien au cours des RCC. A l'inverse, le réchauffement qui a mis fin aux RCC a ralenti l'anticyclone sibérien, ce qui a permis l'accélération de la circulation de Walker, provoquant une intensification de l'OMZ du Pérou. Notre enregistrement indique ainsi que la dynamique de l'OMZ a répondu aux variations climatiques globales holocènes sous l'effet des changements d'intensité de la circulation en Walker générés par les régions extratropicales de l'hémisphère Nord.

Les **variations pluri-centennales** les plus notables s'observent sur nos enregistrements de SST. Les SSTs ne présentent pas de changements cohérents avec les autres proxies à de plus courtes échelles de temps. Elles ne sont notamment pas corrélées négativement aux marqueurs de productivité alors qu'une augmentation de la production exportée se produit de nos jours lorsque l'upwelling s'intensifie, provoquant une diminution des SSTs. Notre enregistrement de SST ne porte donc pas la trace des variations de type ENSO contrairement aux autres proxies. Cette observation soulève la question des biais apportés par les proxies. Les SSTs présentées dans cette thèse sont en effet estimées sur la base des alcénones. Or, les alcénones sont produites par les coccolithophoridés, qui se développent essentiellement en phase de réduction de l'upwelling (Ziveri et al., 1995), i.e. en été austral, tandis que les diatomées sont plus abondantes au printemps austral (De Mendiola, 1981). Nous ne pouvons pas écarter la possibilité d'un biais causé par la production des proxies à des saisons différentes. Malgré ce biais, nos résultats montrent que les variations pluri-centennales des SSTs au large du Pérou se produisent en phase avec les fluctuations des SSTs au large du Chili. Or, ces deux zones ont en commun d'être sur le trajet du Peru-Chile Current (PCC), courant de surface formé au large du Sud du Chili, où les SSTs dépendent de la position latitudinale de l'Antarctic Circumpolar Current (ACC). Une position septentrionale de l'ACC se marque ainsi par une diminution des SSTs dans les masses d'eaux formant le PCC. Les migrations latitudinales de l'ACC sont elles-mêmes contrôlées à l'échelle pluri-centennale par l'intensité de la circulation atmosphérique aux hautes latitudes australes, une circulation intense provoquant une migration de l'ACC vers le Nord. Les variations

pluri-centennales des SSTs au large du Pérou ont ainsi été contrôlées par le climat aux hautes latitudes australes au cours du tardi-Holocène.

Les **fluctuations centennales** du PUS se sont exprimées au cours du tardi-Holocène par une alternance entre des périodes dominées par des conditions moyennes de type La Niña et des intervalles dominés par des conditions moyennes de type El Niño. Les périodes dominées par La Niña sont représentées par des « bandes » sédimentaires comptant plus de lamines claires que de lamines sombres tandis que les intervalles dominés par El Niño correspondent à des « bandes » dominées par les lamines sombres. Nous observons un état moyen de type La Niña dans le PUS lorsque la circulation de Walker s'intensifie (Conroy et al., 2009) tandis qu'un ralentissement de la circulation de Walker coïncide avec un état moyen de type El Niño au large du Pérou. Les variations centennales de l'état moyen du PUS sont ainsi contrôlées par la circulation de Walker. L'impact de la circulation de Walker sur le PUS a généré des fluctuations centennales de la productivité, provoquant des changements de demande en oxygène. La cohérence des variations centennales du $\delta^{15}\text{N}$ et des indices de productivité montre que la modulation de la demande en oxygène par la circulation de Walker est le principal facteur de contrôle de l'intensité de l'OMZ du Pérou à l'échelle centennale. En revanche, les périodes centennales d'activité maximale de l'ENSO ne se marquent pas systématiquement par un état moyen de type El Niño au large du Pérou. Nos enregistrements suggèrent ainsi que la fréquence des événements El Niño est déconnectée de l'état moyen, i.e. de la circulation de Walker, à l'échelle centennale, contrairement à ce qui est observé à l'échelle millénaire (Sadekov et al., 2013).

Nos résultats ont mis en exergue la contribution de plusieurs phénomènes climatiques aux variations du PUS. Le forçage principal exercé sur notre zone d'étude est le climat tropical, notamment à travers les changements d'intensité de la circulation de Walker. L'empreinte de la circulation de Walker est en particulier prépondérante à l'échelle centennale. La réponse du PUS à la circulation de Walker est modulée à cette échelle par des conditions atmosphériques de l'hémisphère Nord particulières associées par exemple à l'intensité de l'Anticyclone Sibérien. A l'inverse, les variations pluri-centennales des SSTs sont contrôlées par les hautes latitudes australes à travers les migrations latitudinales de l'ACC. Outre les fluctuations long-terme décrites précédemment, l'analyse XRF des carottes sédimentaires nous permet d'atteindre une résolution temporelle sub-annuelle, donnant accès à la variabilité des précipitations sur les côtes péruviennes à cette échelle temporelle.

VI.1.3. Facteurs de contrôle de la variabilité climatique sub-décennale

Nous avons retracé la variabilité des précipitations à l'aide de plusieurs méthodes (analyse en ondelettes, filtrations avec bande passante, calculs de moyenne pondérée sur une fenêtre glissante). Nous avons ainsi obtenu un des premiers enregistrements pluri-millénaires continus de l'intensité des variations climatiques sub-décennales provenant du PUS.

Nous observons une diminution progressive de l'amplitude des pics interannuels d'intensité des précipitations, i.e. de l'intensité des événements El Niño, entre le début de l'événement d'Heinrich 1 et le début du Bolling-Allerod, parallèle à une diminution de l'insolation printanière et une augmentation de l'insolation automnale dans la région équatoriale qui accentuent le gradient zonal de SST dans l'Océan Pacifique. L'amplification du gradient zonal de SST contribue à accélérer la circulation de Walker, défavorisant la génération d'événements El Niño. Les fluctuations orbitales de l'intensité des événements El Niño semblent ainsi contrôlées par la circulation de Walker, qui est elle-même modulée par la répartition saisonnière de l'insolation dans la région équatoriale. Or, ces tendances orbitales à l'amplification ou à l'atténuation des événements El Niño sont entrecoupées à l'échelle centennale par une alternance entre des périodes de faible et de forte intensité des événements. Cette alternance, trop rapide pour être causée par les variations des paramètres orbitaux, suggère la prévalence d'autres forçages à l'échelle centennale.

Nous observons une alternance centennale entre des phases de réduction et d'augmentation de l'intensité des événements El Niño au cours de l'événement d'Heinrich 1. Les phases de forte intensité des événements El Niño se succèdent plus rapidement dans un contexte de réchauffement de l'hémisphère Nord (Martrat et al., 2014) et sont suivie d'une migration de l'ITCZ vers le Nord (Ayliffe et al., 2013). Ces observations suggèrent une interaction entre les régions tropicales et les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Une augmentation de l'intensité des événements El Niño accroît la quantité de vapeur d'eau transférée de l'Atlantique Ouest tropical vers le Pacifique Est équatorial (Leduc et al., 2007 ; Schmittner et Clement, 2005). Dans ces conditions, la dérive Nord-Atlantique, qui se forme dans l'Atlantique Ouest tropical, se constitue d'eaux plus salées. Il en résulte une accélération de l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) sous l'effet d'une intensification de la formation de NADW dans les mers nordiques. L'hémisphère Nord se réchauffe alors, provoquant une migration de l'ITCZ vers le Nord. Or, de telles conditions mettent en place des conditions moyennes de type La Niña, qui défavorise la génération d'événements El Niño. Le transfert de vapeur d'eau se réduit alors, ce qui ralentit l'AMOC. Nos résultats suggèrent ainsi que l'ENSO a contribué aux oscillations centennales de température qui ont rythmé l'événement d'Heinrich 1 à travers son impact sur l'AMOC. Les oscillations de température dans l'hémisphère Nord résultant des variations de l'AMOC ont en retour modulé l'ENSO par le biais des migrations latitudinales de l'ITCZ.

Nos résultats indiquent, au cours de l'Holocène, une amplification de l'intensité des événements El Niño lorsque ces événements sont moins fréquents. Cette opposition corrobore les sorties de modèles de Fedorov et Philander (2001), qui suggèrent l'existence de deux processus de génération des événements El Niño, l'un produisant des événements fréquents et peu intenses et l'autre provoquant la formation d'événements moins fréquents mais plus intenses. Le premier mécanisme serait essentiellement contrôlé par l'intensité des alizés tandis que le second serait également forcé par des oscillations marquées de la profondeur de la thermocline dans l'Océan Pacifique équatorial. Le second mécanisme est probablement prépondérant entre 4400 et 2000

ans BP, lorsque l'intensité des événements El Niño enregistrés au Pérou est maximale. Les migrations de l'ITCZ se produisent à cette époque avec une amplitude supérieure à celle observée pendant le reste de l'Holocène (Haug et al., 2001), indiquant un maximum d'intensité des alizés. Les alizés étaient alors suffisamment intenses pour mettre en mouvement les eaux de surface et générer des oscillations de la profondeur de la thermocline.

L'étude de la variabilité pluri-décennale des précipitations sur les côtes péruviennes au cours du dernier millénaire suggère que les conditions climatiques dans l'hémisphère Nord ont participé à la variabilité de la circulation atmosphérique tropicale au cours de l'Holocène. Nos résultats indiquent en effet une augmentation de l'amplitude des variations pluri-décennales des précipitations au cours des derniers 450 ans, période marquée par une forte variabilité de l'indice NAO, qui oscille entre des valeurs positives et négatives. Or, des conditions NAO négatives provoquent une intensification des alizés de Nord-Est au-dessus de l'Océan Atlantique Ouest tropical. Il en résulte une migration de l'ITCZ vers le Sud dans l'Océan Atlantique aussi bien que dans l'Océan Pacifique. Le gradient méridional de température se réduit alors dans l'Océan Pacifique Est équatorial, ce qui atténue le cycle annuel et accentue les variations climatiques interannuelles et pluri-décennales (Timmermann et al., 2007). Nos résultats suggèrent ainsi une modulation des variations climatiques pluri-décennales dans l'Océan Pacifique tropical par la NAO, bien qu'une réduction de l'irradiance solaire et une augmentation de l'activité volcanique puissent également contribuer à amplifier les pics de variabilité pluri-décennale des précipitations au Pérou.

Nos résultats nous ont permis de mettre en exergue l'impact de la circulation atmosphérique (à travers la circulation de Walker, l'Anticyclone Sibérien et la NAO) et océanique (par le biais de l'AMOC et de l'ACC) sur les fluctuations de l'état moyen et de la variabilité du PUS. Certaines des hypothèses proposées au cours de cette thèse nécessitent cependant des études plus approfondies pour être testées.

VI.2. Perspectives

VI.2.1. Meilleure compréhension de la signification des lamines

Nos résultats n'ont pas permis de comprendre la signification des lamines. Bien que nos observations indiquent une correspondance entre la composition des lamines et la dominance de conditions moyennes de type El Niño ou La Niña, nous ne sommes pas en mesure de préciser si une lamine correspond à une saison, à un événement El Niño ou La Niña ou encore à une succession d'années dominées par les mêmes conditions moyennes. Nos estimations de la fréquence des lamines supportent la dernière hypothèse. Cependant, ces résultats se basent sur le postulat de variations modérées du taux de sédimentation, nous permettant d'extrapoler les âges

mesurés avec la méthode du ^{14}C . L'analyse des lamines sur une section dont la chronologie est mieux contrainte nous permettrait d'estimer la durée et la fréquence de ces lamines avec plus de précision. Cependant, les méthodes de datation adaptées aux sédiments pauvres en carbonates de la marge péruvienne, notamment le ^{14}C des acides humiques, ont des incertitudes trop élevées pour dater les lamines individuellement.

Une étude approfondie des dépôts est requise pour mieux comprendre leur formation, ce qui est possible en observant les lamines au microscope. Des études préliminaires (stage de master de Laurène Lecuyer, 2010) ont été réalisées sur les carottes présentées dans ce manuscrit et réfutent l'hypothèse d'un dépôt saisonnier des lamines proposé par Chazen et al. (2009). L'observation des lamines nous permettrait de déterminer à quelle fréquence les blooms de diatomées et les apports de matériel détritique silicoclastique se produisent. Des études basées sur l'observation des lamines ont notamment permis d'identifier les espèces majoritaires dans les blooms enregistrés dans le sédiment et d'en déduire les processus ayant lieu dans la colonne d'eau à chaque saison (Denis et al., 2006 ; Dean et al., 2001). Appliquer cette méthode aux carottes de la marge péruvienne permettrait d'affiner les informations apportées par les assemblages de diatomées, notamment en séparant les dépôts formés au printemps de ceux produits par les blooms d'automne.

VI.2.2. Analyse de la réponse aux événements récents

Les archives climatiques dont nous disposons ne nous ont pas permis de retracer la réponse du PUS à des événements El Niño ou La Niña individuels. Nos archives sédimentaires couvrent la période instrumentale (derniers siècles) sur des épaisseurs trop courtes pour espérer identifier les dépôts contemporains d'événements répertoriés au cours de cet intervalle temporel. La description de lamines correspondant à des événements bien identifiés, tels que ceux de 1982-83 et de 1997-98, nous aurait permis de vérifier si l'impact d'un événement dépend de son intensité. L'analyse d'événements individuels est d'autant plus essentielle que l'intensité des variations du PUS n'est pas encore comprise, les observations récentes montrant des réponses plus fortes à des événements modérés qu'à certains événements plus intenses (Alheit et Niquen, 2004). Mieux comprendre les facteurs modulant la réponse du PUS à des événements El Niño individuels permettrait d'améliorer la prévision de l'évolution future du système.

Appliquer notre méthode d'échantillonnage des lamines à des carottes courtes bien préservées, telles que des carottes multi-tubes, nous permettrait d'améliorer l'identification des dépôts aux événements récents. Le problème est qu'un événement peut se matérialiser aussi bien par une lamine que par un groupe de lamines suivant le rythme de dépôt de ces niveaux sédimentaires. Le point 1 des perspectives doit donc être résolu si nous voulons comprendre la réponse sédimentaire aux événements climatiques individuels. Une solution alternative serait d'étudier les flux sédimentaires actuels pour estimer la nature et l'épaisseur des dépôts saisonniers. Les flux

sédimentaires pourraient être suivis à l'aide de pièges à particules disposés sur la marge, en particulier à proximité des sites de carottage. Prolonger ce type d'études sur plusieurs années permettrait en outre de quantifier les variations des flux sédimentaires en réponse aux événements El Niño et La Niña et potentiellement de comparer les réponses à des événements d'intensités différentes. Cette méthode présente l'avantage de fournir des données sur la sédimentation dans un contexte climatique parfaitement connu. De plus, la comparaison des flux actuels aux variations des flux dans le passé permettrait d'identifier des analogues aux événements actuels en termes d'intensité.

VI.2.3. Choix des proxies

L'analyse multi-proxies de carottes de sédiments laminés a été réalisée afin d'obtenir une image complète du PUS. Certains des proxies utilisés créent cependant des biais qui limitent la compréhension des variations du système. C'est notamment le cas des SSTs, qui sont potentiellement biaisées par la production des alcénones en été austral. Des publications basées sur les SSTs au large du Chili (Kim et al., 2002) ou sur l'ensemble du Pacifique Sud-Est (Prah et al., 2006) suggèrent que les SSTs issues des alcénones sont similaires aux SSTs annuelles mais des études plus récentes indiquent de fortes variations saisonnières de l'indice $U^{K'}_{37}$ (Kienast et al., 2012). De plus, la comparaison des alcénones de surface au large du Pérou et de l'Equateur avec les SSTs de la base de données WOA09 indique que la calibration de Müller et al. (1998) surestime les SSTs sur certains sites d'études (Mollier-Vogel, 2012). Une meilleure calibration est donc nécessaire pour mieux comprendre la signification du signal de SST, en particulier le long des côtes, où les données de SST de la base de données WOA09 ont une faible résolution spatiale (Mollier-Vogel, 2012).

Notre étude retrace les variations de l'intensité de l'OMZ uniquement à partir du $\delta^{15}\text{N}$. Or, d'autres traceurs, tels que les métaux-trace sensibles aux conditions d'oxydo-réduction (Cd, Mn, Mo, V, U), peuvent permettre de reconstituer les variations des concentrations en oxygène dans la colonne d'eau. Ces outils ont déjà été utilisés à haute résolution sur des carottes de la marge péruvienne couvrant le dernier millénaire (Gutiérrez et al., 2009 ; Sifeddine et al., 2008) et à plus basse résolution sur une carotte de la même région couvrant les derniers 140 000 ans (Scholz et al., 2014) mais aucun de ces enregistrements ne remonte aussi loin dans le temps à une résolution temporelle sub-décennale que notre signal de $\delta^{15}\text{N}$. Produire un enregistrement des concentrations en métaux-trace à la même résolution que notre signal de $\delta^{15}\text{N}$ permettrait de vérifier nos hypothèses sur l'évolution de l'OMZ du Pérou au cours de l'Holocène. Cette comparaison est d'autant plus nécessaire que le $\delta^{15}\text{N}$ dans les OMZ du Pérou et du Chili est impacté significativement par l'oxydation anaérobie de l'ammonium ou anammox (Farías et al., 2007 ; Kalvelage et al., 2013), dont les enregistrements sont pourtant peu nombreux. L'analyse de traceurs de l'anammox, tels que les ladderanes (Jaeschke et al., 2007), couplée à des

simulations des variations du $\delta^{15}\text{N}$ tenant compte de l'anammox permettrait de vérifier si le $\delta^{15}\text{N}$ est biaisé par ce processus.

VI.2.4. Meilleure compréhension des forçages et quantification de leur impact

Nos résultats nous ont permis de proposer des hypothèses sur les mécanismes qui ont généré les variations climatiques observées à diverses échelles temporelles. Nos données supportent notamment le rôle majeur exercé par les alizés et la profondeur de la thermocline sur l'intensité de l'intensité des variations climatiques sub-décennales, proposée sur la base de sorties de modèles (Fedorov et Philander, 2001). Les variations de ces paramètres pourraient notamment expliquer la déconnexion entre l'état moyen du PUS, qui dépend de la circulation de Walker, et la fréquence des événements El Niño déduite d'archives climatiques de la région équatoriale. Or, les enregistrements de l'intensité des alizés et de la position de la thermocline ont en général été produits avec une résolution temporelle centennale ou millénaire, trop faible pour tester l'impact de ces facteurs sur des oscillations climatiques interannuelles. Ce test n'est pas encore possible non plus avec les données actuelles en l'absence de suivi de ces paramètres au cours des événements El Niño récents. Effectuer un suivi de l'intensité des alizés et de la profondeur de la thermocline et améliorer la résolution de leurs enregistrements permettraient donc d'améliorer la compréhension de l'interaction entre la circulation de Walker et les événements El Niño. En outre, étudier en parallèle l'intensité et la fréquence des événements El Niño sur un même enregistrement permettrait de vérifier si ces deux paramètres sont effectivement déconnectés et à quelles échelles temporelles ils le sont.

Nous avons également mis en évidence l'impact des variations d'intensité de la circulation océanique globale sur l'OMZ du Pérou. Cette hypothèse doit cependant être confirmée en améliorant le cadre chronologique et la résolution temporelle des enregistrements de l'intensité de l'AMOC. Une meilleure résolution temporelle est requise en particulier au cours de l'Holocène, au cours duquel les variations de l'AMOC sont encore peu étudiées en raison d'une amplitude réduite par rapport à celle observée pendant la dernière déglaciation. L'AMOC pourrait en outre avoir modulé l'état moyen du PUS en provoquant des migrations latitudinales de l'ITCZ. Nos résultats suggèrent que l'ENSO aurait en retour modulé l'AMOC à l'échelle centennale, contribuant potentiellement aux phases de réchauffement et de refroidissement qui ont rythmé l'événement d'Heinrich 1. Or, l'impact de l'ENSO sur l'AMOC doit être quantifié pour déterminer si ce processus suffit pour générer des oscillations climatiques centennales sur l'ensemble du globe. Schmittner et Clement (2002) suggèrent que l'AMOC est réduite de manière significative au cours des événements La Niña actuels mais d'autres simulations sont requises pour vérifier s'il en est de même dans un contexte de déglaciation.

Une meilleure compréhension de l'impact de chaque forçage sur le PUS et l'OMZ du Pérou permettrait de mieux prévoir l'évolution de ces systèmes en réponse au changement climatique

global. Des observations récentes indiquent une tendance à l'expansion et à l'intensification des OMZs (Stramma et al., 2008) mais les modèles numériques des OMZs aboutissent à des résultats éloignés des observations lorsque les variations des dernières décennies sont simulées (Oschlies et al., 2008). L'amélioration des représentations numériques des OMZs est donc nécessaire pour quantifier la diminution des concentrations en oxygène prévue dans ces régions en réponse au réchauffement climatique global (Keeling et al., 2010). Des projets de recherche en cours tentent d'affiner les représentations des OMZs (Oschlies et al., 2012), d'une part en étudiant les processus biologiques mis en jeu et les mécanismes physiques de transport de l'oxygène et d'autre part en incorporant aux modèles des données d'intensité des OMZs dans le passé.

L'OMZ est étroitement liée à la productivité dans le PUS. Or, les observations des dernières décennies indiquent une intensification des vents favorables à l'upwelling côtier en réponse à une augmentation du contraste de température entre le continent et l'océan (Bakun, 1990) alors que les modèles numériques prévoient un affaiblissement de la circulation de Walker dans le futur (Knutson et Manabe, 1995 ; Vecchi et al., 2006), ce qui devrait au contraire ralentir les vents favorables à l'upwelling du Pérou. Or, certaines simulations prévoient dans le futur un changement de profondeur de la thermocline plus marqué dans le Pacifique Ouest que dans le Pacifique Est, où la thermocline se maintiendrait proche de la surface (Vecchi et Soden, 2007). Bakun et Weeks (2008) proposent que ce mécanisme favorise une intensification de l'upwelling du Pérou dans le futur malgré l'affaiblissement de la circulation de Walker. L'intensification de l'upwelling du Pérou dans le futur pourrait en outre s'expliquer par l'augmentation de la fréquence des événements El Niño Modoki prédite pour la même période (Yeh et al., 2009), car ces événements ne causent pas de réduction de l'upwelling du Pérou contrairement aux événements El Niño canoniques (Dewitte et al., 2012). Ces résultats montrent que les représentations numériques du PUS doivent tenir compte des avancées récentes dans la compréhension de l'ENSO pour obtenir des prévisions réalistes de son comportement. Ces représentations numériques pourront alors servir de base pour quantifier l'impact des changements de l'intensité de l'upwelling sur les concentrations en nutriments dans le PUS et en déduire d'éventuelles répercussions sur l'écosystème et les industries qui en dépendent.

Références bibliographiques

A

- Abbott, M. B., Wolfe, B. B., Wolfe, A. P., Seltzer, G. O., Aravena, R., Mark, B. G., Polissar, P.J., Rodbell, D.T., Rowe, H.D., Vuille, M., 2003. Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194 (1), 123-138. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00274-8
- Abram, N. J., McGregor, H. V., Gagan, M. K., Hantoro, W. S., Suwargadi, B. W., 2009. Oscillations in the southern extent of the Indo-Pacific Warm Pool during the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28 (25), 2794-2803. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.07.006
- Abrantes, F., 1988. Diatom assemblages as upwelling indicators in surface sediments off Portugal. *Marine Geology* 85 (1), 15-39.
- Abrantes, F., 1991a. Increased upwelling off Portugal during the last glaciation: diatom evidence. *Marine Micropaleontology* 17 (3), 285-310. doi: 10.1016/0377-8398(91)90017-Z
- Abrantes, F. F., 1991b. Variability of upwelling off NW Africa during the latest Quaternary: Diatom evidence. *Paleoceanography* 6 (4), 431-460. doi: 10.1029/91PA00049
- Abrantes, F., Moita M.T., 1999. Water column and recent sediment data on diatoms and coccolithophorids, off Portugal, confirm sediment record of upwelling events. *Oceanologica Acta* 22 (3), 319-336. doi: 10.1016/S0399-1784(99)80055-3
- Abrantes, F., 2000. 200 000 yr diatom records from Atlantic upwelling sites reveal maximum productivity during LGM and a shift in phytoplankton community structure at 185 000 yr. *Earth and Planetary Science Letters* 176 (1), 7-16. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00312-X
- Abrantes, F., Lopes, C., Mix, A., Pisias, N., 2007. Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties. *Quaternary Science Reviews* 26, 155-169. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.02.022
- Abrantes, F., Rodrigues, T., Montanari, B., Santos, C., Witt, L., Lopes, C., Voelker A.H.L., 2011. Climate of the last millennium at the southern pole of the North Atlantic Oscillation: an inner-shelf sediment record of flooding and upwelling. *Climate Research* 48, 261-280. doi: 10.3354/cr01010
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., Nelkin, E., 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of Hydrometeorology*, 4 (6). doi: 10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2
- Agnihotri, R., Altabet, M. A., Herbert, T. D., 2006. Influence of marine denitrification on atmospheric N₂O variability during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 33 (13), L13704. doi:10.1029/2006GL025864
- Agnihotri, R., Altabet, M.A., Herbert, T.D., Tierney, J.T., 2008. Subdecadally resolved paleoceanography of the Peruvian margin during the last two millennia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q05013. doi:10.1029/2007GC001744
- Alheit, J., Niquen, M., 2004. Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem. *Progress in Oceanography* 60, 201-222. doi:10.1016/j.pocean.2004.02.006
- Altabet, M. A., Francois, R., Murray, D. W., Prell, W. L., 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment ¹⁵N/¹⁴N ratios. *Nature* 373, 506-509. doi:10.1038/373506a0
- Altabet, M.A., Murray, D.W., Prell, W.L., 1999. Climatically linked oscillations in Arabian Sea denitrification over the past 1 m.y.: Implications for the marine N cycle. *Paleoceanography* 14, 732-743. doi: 10.1029/1999PA900035

- Altabet, M. A., Higginson, M. J., Murray, D. W., 2002. The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO₂. *Nature* 415 (6868), 159-162. doi:10.1038/415159a
- Altabet, M. A., 2006. Isotopic tracers of the marine nitrogen cycle: Present and past. In *Marine organic matter: biomarkers, isotopes and DNA*, 251-293. Springer Berlin Heidelberg.
- Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Dahl-Jensen, D., Vinther, B.M., Clausen, H.B., 2006. The Greenland ice core chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3246-3257. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.08.002
- Antia, A., Koeve, W., Fischer, G., Blanz, T., Schulz-Bull, D., Schölten, J., Neuer, S., Kremling, K., Kuss, J., Peinert, R., Hebbeln, D., Bathmann, U., Conte, M., Fehner, U., Zeitzechel, B., 2001. Basin-wide particulate carbon flux in the Atlantic Ocean: regional export patterns and potential for atmospheric CO₂ sequestration. *Global Biogeochemical Cycles* 15 (4), 845-862. doi: 10.1029/2000GB001376
- Appleby, P. G., Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena* 5 (1), 1-8. doi: 10.1016/S0341-8162(78)80002-2
- Appleby, P.G., Oldfield, F., 1992. In: *Uranium Series Disequilibrium*, M. Ivanovitch and R.S. Harmon (Eds), 731-738, Oxford University Press.
- Archer, D., Lyle, M., Rodgers, K., Froelich, P., 1993. What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments? *Paleoceanography* 8 (1), 7-21. doi: 10.1029/92PA02803
- Aronés, K., Ayón, P., Hirche, H. J., Schwamborn, R., 2009. Hydrographic structure and zooplankton abundance and diversity off Paita, northern Peru (1994 to 2004)—ENSO effects, trends and changes. *Journal of Marine Systems* 78 (4), 582-598. doi: 10.1016/j.jmarsys.2009.01.002
- Arntz, W., Fährbach, E., 1991. *El Niño-Klimaexperiment der Nature*, 263 pp., Springer, New York.
- Arz, H. W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research* 50 (2), 157-166. doi: 10.1006/qres.1998.1992
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., Pätzold, J., 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews* 26 (3), 312-321. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.016
- Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H., Yamagata, T., 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research* 112, C11007. doi:10.1029/2006JC003798
- Ashok, K., Yamagata, T., 2009. Climate change: the El Niño with a difference. *Nature* 461, 481-484. doi: 10.1029/2009GL03884
- Avaria, S., Muñoz, P., 1987. Effects of the 1982-1983 El Niño on the marine phytoplankton off northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 92, 14369-14382. doi: 10.1029/JC092iC13p14369
- Ayliffe, L. K., Gagan, M. K., Zhao, J. X., Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Hantoro, W. S., Griffiths, M.L., Scott-Gagan, H., St Pierre, E., Cowley, J.A., Suwargadi, B. W., 2013. Rapid interhemispheric climate links via the Australasian monsoon during the last deglaciation. *Nature communications* 4. doi:10.1038/ncomms3908

B

- Bacher, A., Oberhuber, J. M., Roeckner, E., 1998. ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model. *Climate Dynamics* 14 (6), 431-450. doi: 10.1007/s003820050232
- Bakun, A., 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science* 247 (4939), 198-201. doi: 10.1126/science.247.4939.198
- Bakun, A., Weeks, S.J., 2008. The marine ecosystem off Peru: what are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold? *Progress in oceanography* 79, 290-299. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.027

- Banholzer, S., Donner, S., 2014. The influence of different El Niño types on global average temperature. *Geophysical Research Letters* 41, 2093-2099. doi: 10.1002/2014GL059520
- Barber, R. T., Smith, W. O., 1981. The role of circulation, sinking, and vertical migration in physical sorting of phytoplankton in the upwelling center at 15 S. Coastal upwelling, 366-371. doi: 10.1029/CO001p0366
- Barber, R.T., Chávez, F.P., 1986. Ocean variability in relation to living resources during the 1982–83 El Niño. *Nature* 319, 279–285. doi:10.1038/319279a0
- Barber, R.T., Sanderson, M.P., Lindley, S.T., Chai, F., Newton, J., Trees, C.C., Foley, D.G., Chavez, F.P., 1996. Primary productivity and its regulation in the equatorial Pacific during and following the 1991-1992 El Niño. *Deep Sea Research Part II: Topical studies in Oceanography* 43 (4-6), 933-969. doi: 10.1016/0967-0645(96)00035-5
- Bárcena, M. Á., Isla, E., Plaza, A., Flores, J. A., Sierro, F. J., Masqué, P., Sanchez-Cabeza, J.A., Palanques, A., 2002. Bioaccumulation record and paleoclimatic significance in the Western Bransfield Strait. The last 2000years. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49 (4), 935-950. doi:10.1016/S0967-0645(01)00132-1
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382 (6588), 241-244. doi:10.1038/382241a0
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J. L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. *Science* 289 (5483), 1321-1324. doi: 10.1126/science.289.5483.1321
- Barnett, T.P., 1977. The Principal Time and Space Scales of the Pacific Trade Wind Fields. *Journal of Atmospheric Science* 34, 221–236. doi: 10.1175/1520-0469(1977)034<0221:TPTASS>2.0.CO;2
- Bazilevskaya, G.A., 2000. Observations of Variability in Cosmic Rays. *Space Science Reviews* 94 (1), 25-38. doi: 10.1023/A:1026721912992
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A., Pisias, N.G., 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science* 293, 2440-2444. doi:10.1126/science.293.5539.2440
- Beaufort, L., Probert, I., de Garidel-Thoron, T., Bendif, E. M., Ruiz-Pino, D., Metzl, N., Goyet, C., Buchet, N., Coupel, P., Grelaud, M., Rost, B., Rickaby, R.E.M., De Vargas, C., 2011. Sensitivity of coccolithophores to carbonate chemistry and ocean acidification. *Nature* 476 (7358), 80-83. doi:10.1038/nature10295
- Beer, J., Muscheler, R., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Kubik, P. W., Synal, H. A., 2002. Cosmogenic nuclides during Isotope Stages 2 and 3. *Quaternary Science Reviews* 21 (10), 1129-1139. doi: 10.1016/S0277-3791(01)00135-4
- Behl, R. J., Kennett, J.P., 1996. Brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature* 379, 243-246. doi:10.1038/379243a0
- Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A., Klinkhammer, G. P., 2006. Eastern Pacific Warm Pool paleosalinity and climate variability: 0–30 kyr. *Paleoceanography*, 21 (3). doi: 10.1029/2005PA001208
- Beresford-Jones, D., Lewis, H., Boreham, S., 2009. Linking cultural and environmental change in Peruvian prehistory: Geomorphological survey of the Samaca Basin, Lower Ica Valley, Peru. *Catena*, 78 (3), 234-249. doi:10.1016/j.catena.2008.12.010
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317. doi: 10.1016/0277-3791(91)90033-Q
- Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M. A., Romero, O. E., 2008. Palaeoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. *The Holocene* 18 (8), 1207-1218. doi: 10.1177/0959683608096596

- Bertler, N.A.N., Barrett, P.J., Mayewski, P.A., Fogt, R.L., Kreutz, K.J., Shulmeister, J., 2004. El Niño suppresses Antarctic warming. *Geophysical Research Letters* 31, L15207. doi:10.1029/2004GL020749
- Bertrand, P., Pedersen, T. F., Martinez, P., Calvert, S., Shimmield, G., 2000. Sea level impact on nutrient cycling in coastal upwelling areas during deglaciation: Evidence from nitrogen isotopes. *Global Biogeochemical Cycles* 14 (1), 341-355. doi: 10.1029/1999GB900099
- Bertrand, S., Hughen, K., Sepúlveda, J., Pantoja, S., 2014. Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 105, 195-208. doi:10.1016/j.quascirev.2014.09.021
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N. D., Rosenmeier, M. F., 2011. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108 (21), 8583-8588. doi: 10.1073/pnas.1003719108
- Bishop, J. K., Ketten, D. R., Edmond, J. M., 1978. The chemistry, biology and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the Cape Basin in the southeast Atlantic Ocean. *Deep Sea Research* 25 (12), 1121-1161. DOI: 10.1016/0146-6291(78)90010-3
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* 97, 163-172.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5 (5), 512-518. doi: 10.1016/j.quageo.2010.01.002
- Blanz, T., Emeis, K. C., Siegel, H., 2005. Controls on alkenone unsaturation ratios along the salinity gradient between the open ocean and the Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (14), 3589-3600. doi: 10.1016/j.gca.2005.02.026
- Blasco, D., 1971. Composition and distribution of phytoplankton in the region of upwelling off the coast of Peru. *Invest. Pesq.* 35, 61-112.
- Blasco, D., Estrada, M., Jones, B.H., 1980. Relationship between the phytoplankton and the hydrography in the Northwest African upwelling region near Cabo Carvoeiro. *Deep Sea Research* 27A, 799-821. doi: 10.1016/0198-0149(80)90045-X
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739-743. doi: 10.1038/29447
- Blunier, T., Brook, E.J., 2001. Timing of millennial-scale change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* 291, 109-112. doi: 10.1126/science.291.5501.109
- Bond, G. C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., Johnson, S., 1999. The North Atlantic's 1-2 Kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*, 35-58. doi: 10.1029/GM112p0035
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136. doi: 10.1126/science.1065680
- Bouchon, M., Cahuin, S., Niquen, M., 2001. Fluctuations of pelagics ichthofauna in the North Central Region of the Peruvian COAST from 1994 to 1998. J. Tarazona, W.E. Arntz, E. Castillo de Maruenda (Eds.), *El Niño en América Latina, impactos Biológicos y Sociales*, Consejo de Ciencia y Tecnología, Lima-Perú, 73-79.
- Brandes, J.A., Devol, A.H., Yoshinari, T., Jayakumar, J.A., Naqvi, S.W., 1998. A. Isotopic composition of nitrate in the central Arabian Sea and eastern tropical North Pacific: a tracer for mixing and nitrogen cycles. *Limnology and Oceanography* 43, 1680-1689. doi: 10.4319/lo.1998.43.7.1680
- Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., Pflaumann, U., Sarnthein, M., 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320, 129-133. doi: 10.1038/320129a0

- Brijker, J. M., Jung, S. J. A., Ganssen, G. M., Bickert, T., Kroon, D., 2007. ENSO related decadal scale climate variability from the Indo-Pacific Warm Pool. *Earth and Planetary Science Letters* 253 (1), 67-82. doi: 10.1016/j.epsl.2006.10.017
- Brink, K. H., Halpern, D., Huyer, A., Smith, R. L., 1983. The physical environment of the Peruvian upwelling system. *Progress in Oceanography* 12 (3), 285-305. doi: 10.1016/0079-6611(83)90011-3
- Brodie, I., Kemp, A.E.S., 1994. Variation in detrital fluxes and formation of laminae in late Quaternary sediments from the Peruvian coastal upwelling zone. *Marine Geology* 116, 385-398. doi: 10.1016/0025-3227(94)90053-1
- Broecker, W.S., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4, 79-89. doi: 10.5670/oceanog.1991.07
- Bromley, G. R., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., Rademaker, K. M., 2009. Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews* 28 (23), 2514-2526. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.05.012
- Brook, E. J., Harder, S., Severinghaus, J., Bender, M., 1999. Atmospheric methane and millennial-scale climate change. In: *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*, 165-175. Eds: P. U. Clark, R. S. Webb and L. D. Keigwin. American Geophysical Union, Washington, D. C. doi: 10.1029/GM112p0165
- Brown, D.P., Comrie, A.C., 2004. A winter precipitation “dipole” in the western United States associated with multidecadal ENSO variability. *Geophysical Research Letters* 31, L09203. doi:10.1029/2003GL018726
- Bruland, K.W., Rue, E.L., Smith, G.J., DiTullio, G.R., 2005. Iron, macronutrients and diatom blooms in the Peru upwelling regime: brown and blue waters of Peru. *Marine Chemistry* 93, 81-103. doi:10.1016/j.marchem.2004.06.011
- Buffen, A. M., Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Huh, K. I., 2009. Recently exposed vegetation reveals Holocene changes in the extent of the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Quaternary Research* 72 (2), 157-163. doi: 10.1016/j.yqres.2009.02.007
- Bull, D., Kemp, A. E., 1996. Composition and origins of laminae in late Quaternary and Holocene sediments from the Santa Barbara Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 116 (1), 143-156. doi: 10.1144/GSL.SP.1996.116.01.13

C

- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14 (6), 698-705. doi: 10.1029/1999PA900044
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Sbaifi, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16 (1), 40-52. doi: 10.1029/2000PA000502
- Cane, M.A., 1998. A role for the tropical Pacific. *Science* 282 (5386), 59-61. doi: 10.1126/science.282.5386.59
- Cane, M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters* 230, 227-240. doi:10.1016/j.epsl.2004.12.003
- Carr, M. E., Strub, P. T., Thomas, A. C., Blanco, J. L., 2002. Evolution of 1996–1999 La Niña and El Niño conditions off the western coast of South America: a remote sensing perspective. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 107(C12), 29-1. doi: 10.1029/2001JC001183
- Carr, M. E., Kearns, E. J., 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50 (22), 3199-3221. DOI: 10.1016/j.dsr2.2003.07.015
- Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B.M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M.-P., Maldonado, A., Sachs, J.P., Schauer, A.J., 2012. Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and

- hr/>
- its influence on South America. *Quaternary International* 253, 55-66. doi:10.1016/j.quaint.2011.02.004
- Cartapanis, O., Tachikawa, K., Bard, E., 2012. Latitudinal variations in intermediate depth ventilation and biological production over northeastern Pacific Oxygen Minimum Zones during the last 60 ka. *Quaternary Science Reviews* 53, 24-38. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.08.009
- Cexus, J.C., 2005. Analyse des signaux non-stationnaires par transformation de Huang, Opérateur de Teager-Kaiser, et Transformation de Huang-Teager (THT). Mémoire de Thèse. Université de Rennes 1.
- Chan, P.H., 1983. Energetics of Winter Synoptic Features over East Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II 61 (3), 426-438.
- Chang, A.S., Bertram, M.A., Ivanochko, T., Calvert, S.E., Dallimore, A., Thomson, R.E., 2013. Annual record of particle fluxes, geochemistry and diatoms in Effingham Inlet, British Columbia, Canada, and the impact of the 1999 La Niña event. *Marine Geology* 337, 20-34. doi: 10.1016/j.margeo.2013.01.003
- Chapman, P., Shannon, L.V., 1987. Seasonality in the oxygen minimum layers at the extremities of the Benguela system. *South African Journal of Marine Science* 5, 51-62. doi: 10.2989/025776187784522162
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J. M., Schwander, J., Stauffert, B., 1993. Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature* 366, 443-445. doi:10.1038/366443a0
- Chatfield, C., 1989. *The Analysis of Time Series*. Chapman & Hall, London.
- Chavez, F.P., Barber, R.T., 1987. An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep Sea Research* 34, 1229-1243. doi: 10.1016/0198-0149(87)90073-2
- Chavez, F.P., Buck, K.R., Service, S.K., Newton, J., Barber, R.T., 1996. Phytoplankton variability in the central and eastern tropical Pacific. *Deep Sea Research II* 43, 835-870. doi: 10.1016/0967-0645(96)00028-8
- Chavez, F. P., Ryan, J., Lluch-Cota, E., Ñiquen, M., 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific ocean. *Science* 299, 217-221. doi: 10.1126/science.1075880
- Chavez, F.P., Messié, M., 2009. A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography* 83, 80-96. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.032
- Chazen, C. R., Altabet, M.A., Herbert, T.D., 2009. Abrupt mid-Holocene onset of centennial-scale climate variability on the Peru-Chile Margin. *Geophysical Research Letters* 36, L18704. doi:10.1029/2009GL039749
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott L.D., Auler, A. S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications* 4, 1411. doi:10.1038/ncomms2415
- Cheshire, H., Thurow, J., Nederbragt, A. J., 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science* 20, 457-469. doi: 10.1002/jqs.944
- Chiang, J. C., Biasutti, M., Battisti, D. S., 2003. Sensitivity of the Atlantic intertropical convergence zone to last glacial maximum boundary conditions. *Paleoceanography* 18 (4). doi: 10.1029/2003PA000916
- Cicerone, R. J. (1989). Analysis of sources and sinks of atmospheric nitrous oxide (N₂O). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012) 94 (D15), 18265-18271. doi: 10.1029/JD094iD15p18265
- Clark, P. U., Alley, R. B., Keigwin, L. D., Licciardi, J. M., Johnsen, S. J., Wang, H., 1996. Origin of the first global meltwater pulse following the last glacial maximum. *Paleoceanography* 11 (5), 563-577. doi: 10.1029/96PA01419
- Clement, A. C., and M. A. Cane, 1999. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and Millennial timescales, I, A modeling study of tropical Pacific variability, in

- Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophysical Monography Series 112, edited by P. U. Clark, R. S. Webb, and L. D. Keigwin, pp. 363–372, AGU, Washington, D. C.
- Clement, A. C., Seager, R., Cane, M. A., 1999. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography* 14 (4), 441-456. doi: 10.1029/1999PA900013
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., 2000. Suppression of El Niño during the Mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography* 15, 731-737. doi: 10.1029/1999PA000466
- Clemens, S. C., Prell, W. L., 1990. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography* 5 (2), 109-145. doi: 10.1029/PA005i002p00109
- Cobb, K., Charles, C.D., Cheng, H., Edwards, R.L., 2003. El Niño Southern Oscillation and tropical pacific climate during the last millennium. *Nature* 424, 271-276. doi:10.1038/nature01779
- Codispoti, L.A., Christensen, J.P., 1985. Nitrification, denitrification, and nitrous oxide cycling in the eastern tropical South Pacific Ocean. *Marine Chemistry* 16, 277-300. doi: 10.1016/0304-4203(85)90051-9
- Codispoti, L.A., 1986. High nitrite levels off Northern Peru: a signal of instability in the marine denitrification rate. *Science* 233, 1200-1202. doi:10.1126/science.233.4769.1200
- Codispoti, L. A., 2007. An oceanic fixed nitrogen sink exceeding 400 Tg N a⁻¹ vs the concept of homeostasis in the fixed-nitrogen inventory. *Biogeosciences* 4 (2), 233-253.
- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science* 241, 1043–1052. doi: 10.1126/science.241.4869.1043
- Conroy, J. L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Shanahan, T.M., Steinitz-Kannan, M., 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galapagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews* 27, 1166-1180. doi:10.1016/j.quascirev.2008.02.015
- Conroy, J. L., Restrepo, A., Overpeck, J.T., Steinitz-Kannan, M., Cole, J.E., Bush, M.B., Colinvaux, P.A., 2009. Unprecedented recent warming of surface temperatures in the eastern tropical Pacific Ocean. *Nature Geoscience* 2, 46–50. doi:10.1038/ngeo390.
- Conroy, J., Overpeck, J.T., Cole, J.E., 2010. El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka. *PAGES News* 18 (1), 32-34.
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.-L., Auffret, G., 1997. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 29-45. doi: 10.1016/S0012-821X(96)00217-8
- Cowles, T., Barber, R., Guillen, O., 1977. Biological consequences of the 1975 El Niño. *Science* 195, 285-287. doi:10.1126/science.195.4275.285
- Crosta, X., Crespin, J., Billy, I., Ther, O., 2005. Major factors controlling Holocene $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ changes in a seasonal sea-ice environment, Adélie Land, East Antarctica. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (4): GB4029. doi: 10.1029/2004GB002426
- Crosta, X., Koç, N., 2007. Diatoms: from micropaleontology to isotope geochemistry. *Developments in Marine Geology* 1, 327-369. doi: 10.1016/S1572-5480(07)01013-5
- Crosta, X., Denis, D., Ther, O., 2008. Sea ice seasonality during the Holocene, Adélie Land, East Antarctica. *Marine Micropaleontology* 66 (3), 222-232.
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63-66. doi: 10.1038/nature03365
- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Edwards, R.L., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H., 2009. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience* 2 (3), 210-214. doi:10.1038/ngeo444

- Csirke, J., Guevara-Carrasco, R., Cárdenas, G., Ñiquen, M., Chipollini, A., 1996. Situación de los recursos Anchoveta (*Engraulis Ringens*) y Sardina (*Sardinops sagax*) a principios de 1994 y perspectivas para la pesca en el Perú, con particular preferencia a las regiones norte y centro de la costa peruana. Boletín 15 (1), pp.23.
- Cucalón, E., 1983. Temperature, salinity, and water mass distribution off Ecuador during an El Nino event in 1976. *Revista de Ciencias Marinas y Limnología* 2, 1–25.
- Curry, R. G., McCartney, M. S., Joyce, T. M., 1998. Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters. *Nature* 391, 575-577. doi: 10.1038/35356
- Curry, W. B., Oppo, D. W., 1997. Synchronous, high-frequency oscillations in tropical sea surface temperatures and North Atlantic Deep Water production during the last glacial cycle. *Paleoceanography* 12 (1), 1-14. doi: 10.1029/96PA02413

D

- Dahl-Jensen, D., K. Mosegaard, N. Gundestrup, G. D. Clow, S. J. Johnsen, A. W. Hansen, and N. Balling, 1998. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science* 282, 268–271. doi:10.1126/science.282.5387.268
- Dai, A., Wigley, T. M. L., 2000. Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophysical Research Letters* 27, 1283–1286. doi: 10.1029/1999GL011140
- Dällenbach, A., Blunier, T., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J., Raynaud, D., 2000. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene. *Geophysical Research Letters* 27 (7), 1005-1008. doi: 10.1029/1999GL010873
- Damon, P.E., Sonnet, C.P., 1991. Solar and terrestrial components of the atmospheric ¹⁴C variation spectrum. *The Sun in Time*, Ed. Sonnet, C.P., Giampapa, M.S., Mathews, M.S., University of Arizona Press, pp. 360-388.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Oeschger, H., 1984. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. *Geophysical Monograph Series* 29, 288-298.
- Davis, O. K., 1994. The correlation of summer precipitation in the southwestern USA with isotopic records of solar activity during the Medieval Warm Period. *Climatic Change* 26 (2-3), 271-287. doi: 10.1007/BF01092418
- Dean, J.M., Kemp, A.E.S., Pearce, R.B., 2001. Palaeo-flux records from electron microscope studies of Holocene laminated sediments, Saanich Inlet, British Columbia. *Marine Geology* 174, 139-158. doi: 10.1016/S0025-3227(00)00147-X
- Dean, J.M., Kemp, A.E.S., 2004. A 2100 year BP record of the Pacific Decadal Oscillation, El Niño Southern oscillation and Quasi-Biennial Oscillation in marine production and fluvial input from Saanich Inlet, British Columbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213, 207-229. doi:10.1016/j.palaeo.2004.05.001
- Dean, W. E., Zheng, Y., Ortiz, J. D., van Geen, A., 2006. Sediment Cd and Mo accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate over the past 52 kyr. *Paleoceanography* 21 (4). doi: 10.1029/2005PA001239
- Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North Atlantic records. *Climate of the Past* 3, 569-575.
- Delworth, T., Mann, M.E., 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics* 16, 661-676. doi: 10.1007/s003820000075
- De Mendiola, B.R., 1981. Seasonal phytoplankton distribution along the Peruvian coast. In: *Coastal Upwelling. (Coastal and Estuarine Sciences, 1.)*. F.A. Richards (Editor), American Geophysical Union, pp. 348-356.

- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19 (1), 347-361. doi: 10.1016/S0277-3791(99)00081-5
- Denis, D., Crosta, X., Zaragosi, S., Romero, O., Martin, B., Mas, V., 2006. Seasonal and subseasonal climate changes recorded in laminated diatom ooze sediments, Adelie Land, East Antarctica. *The Holocene* 16 (8), 1137-1147. doi: 10.1177/0959683606069414
- Denton, G. H., Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations—their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3 (2), 155-205. doi: 10.1016/0033-5894(73)90040-9
- De Pol-Holz, R., Ulloa, O., Lamy, F., Dezileau, L., Sabatier, P., Hebbeln, D., 2006. Late Quaternary variability of sedimentary nitrogen isotopes in the eastern South Pacific Ocean. *Paleoceanography* 22, L04704. doi:10.1029/2005GL024477
- Deser, C., Wallace, J.M., 1987. El Niño events and their relation to the Southern Oscillation: 1925-1986. *Journal of Geophysical Research* 92, 14189-14196. doi: 10.1029/JC092iC13p14189
- de Silva, S.L., Zielinski, G.A., 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature* 393, 455-458. doi: 10.1038/30948
- Deutsch, B., Mewes, M., Liskow, I., Voss, M., 2006. Quantification of diffuse nitrate inputs into a small river system using stable isotopes of oxygen and nitrogen in nitrate. *Organic Geochemistry* 37(10), 1333-1342. Doi: 10.1016/j.orggeochem.2006.04.012
- Deutsch, C., Sigman, D. M., Thunell, R. C., Meckler, A. N., Haug, G. H., 2004. Isotopic constraints on glacial/interglacial changes in the oceanic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles* 18 (4), GB4012. doi: 10.1029/2003GB002189
- De Vries, T. J., Schrader, H., 1981. Variation of upwelling/oceanic conditions during the latest Pleistocene through Holocene off the central Peruvian coast: A diatom record. *Marine Micropaleontology* 6 (2), 157-167. doi: 10.1016/0377-8398(81)90003-7
- Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., 2012. Change in El Niño flavours over 1958–2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 77, 143-156.
- Diaz, H.F., Hoerling, M.P., Eischeid, J.K., 2001. ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology* 21, 1845-1862. doi: 10.1002/joc.631
- Diaz-Ochoa, J.A., Lange, C.B., Pantoja, S., De Lange, G.J., Gutiérrez, D., Muñoz, P., Salamanca, M., 2009. Fish scales in sediments from off Callao, central Peru. *Deep Sea Research II* 56, 1124-1135. doi:10.1016/j.dsr2.2008.09.015
- Diaz-Ochoa, J.A., Pantoja, S., De Lange, G.J., Sánchez, G.E., Acuña, V.R., Muñoz, P., Vargas, G., 2011. Oxygenation variability in Mejillones Bay, off northern Chile, during the last two centuries. *Biogeosciences* 8, 137-146. doi: 10.5194/bg-8-137-2011
- Ding, Y., 1991. The propagation of the winter monsoon during cold air outbreaks in East Asia and the associated planetary-scale effect. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* 2, 001.
- Ding, Y., Krishnamurti, T.N., 1987. Heat Budget of the Siberian High and the Winter Monsoon. *Monthly Weather Review* 115, 2428–2449. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2428:HBOTSH>2.0.CO;2
- Donders, T.H., Haberle, S.G., Hope, G., Wagner, F., Visscher, H., 2007. *Quaternary Science Reviews* 26, 1621-1637. doi:10.1016/j.quascirev.2006.11.018
- Donders, T. H., Wagner-Cremer, F., Visscher, H., 2008. Integration of proxy data and model scenarios for the mid-Holocene onset of modern ENSO variability. *Quaternary Science Reviews* 27 (5), 571-579. doi:10.1016/j.quascirev.2007.11.010
- Dong, B., Sutton, R., Scaife, A.A., 2006. Multidecadal modulation of El Niño Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters* 33, L08715. doi: 10.1029/2006GL025766

- Dong, J., Wang, Y., Cheng, H., Hardt, B., Edwards, R.L., Kong, X., Wu, J., Chen, S., Liu, D., Jiang, X., Zhao, K., 2010. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China. *The Holocene* 20 (2), 257-264. doi: 10.1177/0959683609350393

E

- Echevin, V., Aumont, O., Ledesma, J., Flores, G., 2008. The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: a modeling study. *Progress in Oceanography* 79, 167-176. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.026
- Eddy, J.A., 1977. Climate and the changing sun. *Climatic Change* 1, 173-190. doi: 10.1007/BF01884410
- Ekdahl, E. J., Fritz, S. C., Baker, P. A., Rigsby, C. A., Coley, K., 2008. Holocene multidecadal-to millennial-scale hydrologic variability on the South American Altiplano. *The Holocene* 18 (6), 867-876. doi: 10.1177/0959683608093524
- Emmer, E., Thunell, R. C., 2000. Nitrogen isotope variations in Santa Barbara Basin sediments: Implications for denitrification in the eastern tropical North Pacific during the last 50,000 years. *Paleoceanography* 15 (4), 377-387. doi: 10.1029/1999PA000417
- EPICA community members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195-198. doi: 10.1038/nature05301
- Eppley, R. W., Renger, E. H., Harrison, W. G., 1979. Nitrate and phytoplankton production in southern California coastal waters. *Limnology and Oceanography* 24 (3), 483-494.
- Escobar, J., Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Gilli, A., Mueller, A. D., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Grzesik, D.A., Pérez, L., Schwalb, A., Guilderson, T. P., 2012. A ~ 43-ka record of paleoenvironmental change in the Central American lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods. *Quaternary Science Reviews* 37, 92-104. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.01.020
- Esper, O., Gersonde, R., Kadagies, N., 2010. Diatom distribution in southeastern Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 287 (1), 1-27. doi: 10.1016/j.palaeo.2009.12.006
- Espinoza, P., Bertrand, A., 2008. Revisiting Peruvian anchovy (*Engraulis ringens*) trophodynamics provides a new vision of the Humboldt Current system. *Progress in Oceanography* 79, 215-227. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.022
- Etourneau, J., Collins, L. G., Willmott, V., Kim, J. H., Barbara, L., Leventer, A., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., Bianchini, A., Klein, V., Crosta, X., Massé, G., 2013. Holocene climate variations in the western Antarctic Peninsula: evidence for sea ice extent predominantly controlled by changes in insolation and ENSO variability. *Climate of the Past* 9 (4), 1431-1446. doi:10.5194/cp-9-1431-2013

F

- Fariás, L., Paulmier, A., Gallegos, M., 2007. Nitrous oxide and N-nutrient cycling in the oxygen minimum zone off northern Chile. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 54 (2), 164-180. doi:10.1016/j.dsr.2006.11.003
- Fedorov, A. V., Philander, S. G., 2001. A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: bridging measurements and theory for El Niño. *Journal of Climate* 14 (14), 3086-3101. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<3086:ASAOTO>2.0.CO;2
- Fedorov, A. V., 2002. The response of the coupled tropical ocean-atmosphere to westerly wind bursts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128, 1-23. doi: 10.1002/qj.200212857901
- Fiedler, P. C., Chavez, F. P., Behringer, D. W., Reilly, S. B., 1992. Physical and biological effects of Los Niños in the eastern tropical Pacific, 1986-1989. *Deep Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers* 39 (2), 199-219. doi:10.1016/0198-0149(92)90105-3
- Fiedler, P.C., Talley, L.D., 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography* 69, 143-180. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.008

- Fischer, H., Behrens, M., Bock, M., Richter, U., Schmitt, J., Loulergue, L., Chappellaz, J., Spahni, R., Blunier, T., Leuenberger, M., Stocker, T. F., 2008. Changing boreal methane sources and constant biomass burning during the last termination. *Nature* 452 (7189), 864-867. doi:10.1038/nature06825
- Fleury, S., Martinez, P., Crosta, X., Charlier, K., Billy, I., Hanquiez, V., Blanz, T., Schneider, R.R., 2015. Pervasive multidecadal climate variability within the Peruvian Upwelling System over the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, submitted.
- Fleury, S., Crosta, X., Schneider, R.R., Blanz, T., Ther, O., Martinez, P., 2015. Centennial-scale variations in diatom productivity off Peru over the last 3000 years. *The Holocene*, submitted.
- Fontugne, M., Usselman, P., Lavallée, D., Julien, M., Hatté, C., 1999. El Niño variability in the coastal desert of southern Peru during the mid-Holocene. *Quaternary Research* 52 (2), 171-179. doi:10.1006/qres.1999.2059
- Ford, H.L., Ravelo, A.C., Polissar, P.J., 2015. Reduced El Niño–Southern Oscillation during the Last Glacial Maximum. *Science* 347 (6219), 255-258. doi: 10.1126/science.1258437
- Foucault A., Raoult J.-F., 2000. *Dictionnaire de Géologie*. Dunod (Eds), Paris.
- François, R., Altabet, M. A., Yu, E. F., Sigman, D. M., Bacon, M. P., Frank, M., Bohrmann, G., Bareille, G., Labeyrie, L. D., 1997. Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period. *Nature* 389 (6654), 929-935. doi:10.1038/40073
- Frankignoul, C., Hasselmann, K., 1977. Stochastic climate models, part II application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus* 29 (4), 289-305. doi: 10.1111/j.2153-3490.1977.tb00740.x
- Freeman, K. H., Wakeham, S. G., 1992. Variations in the distributions and isotopic compositions of alkenones in Black Sea particles and sediments. *Organic Geochemistry* 19, 277–285. doi: 10.1016/0146-6380(92)90043-W
- Friis-Christensen, E., 2000. Solar variability and climate—A summary. *Space Science Reviews* 94 (1), 411-421. doi: 10.1023/A:1026776902940

G

- Galbraith, E. D., Kienast, M., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., 2004. Glacial-interglacial modulation of the marine nitrogen cycle by highlatitude O₂ supply to the global thermocline. *Paleoceanography* 19, PA4007. doi:10.1029/2003PA001000
- Galbraith, E. D., Sigman, D.M., Robinson, R.S., Pedersen, T.F., 2008. Nitrogen in past marine environments. In: *Nitrogen in the Marine Environment*, 2nd ed., edited by D. G. Capone et al., pp. 1497–1535, Academic, Burlington, Mass.
- Galbraith, E. D., Kienast, M., NICOPP working group members, 2013. The acceleration of oceanic denitrification during deglacial warming. *Nature Geoscience* 6 (7), 579-584. doi:10.1038/ngeo1832
- Ganeshram, R. S., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., Murray, J.M., 1995. Large changes in oceanic inventories from glacial to interglacial periods. *Nature* 376, 755–758. doi:10.1038/376755a0
- Ganeshram, R. S., Pedersen, T.F., 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* 13, 634–645. doi:10.1029/98PA02508
- Ganeshram, R. S., Pedersen, T. F., Calvert, S. E., McNeill, G. W., Fontugne, M. R., 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the World's Oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography* 15(4), 361-376. doi: 10.1029/1999PA000422
- Ganeshram, R. S., Pedersen, T. F., Calvert, S. E., François, R., 2002. Reduced nitrogen fixation in the glacial ocean inferred from changes in marine nitrogen and phosphorus inventories. *Nature* 415, 156-159. doi:10.1038/415156a

- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180-195. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., Rojas, M., 2013. Large-scale control on the patagonian climate. *Journal of Climate* 26, 215-230. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00001.1
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19(1), 189-211. doi: 10.1016/S0277-3791(99)00061-X
- Gibbons, F. T., Oppo, D. W., Mohtadi, M., Rosenthal, Y., Cheng, J., Liu, Z., Linsley, B. K., 2014. Deglacial $\delta^{18}O$ and hydrologic variability in the tropical Pacific and Indian Oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 387, 240-251. doi: 10.1016/j.epsl.2013.11.032
- Gilman, D.L., Fuglister, F.J., Mitchell, J.M. Jr., 1963. On the power spectrum of "red noise". *Journal of Atmospheric Sciences* 20, 182-184. doi: 10.1175/1520-0469(1963)020<0182:OTPSON>2.0.CO;2
- Goddard, L., Philander, S. G. H., 2000. The energetics of El Niño and La Niña. *Journal of Climate* 13, 1496–1516. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1496:TEOENO>2.0.CO;2
- Graham, N. E., White, W. B., 1988. The El Niño cycle: a natural oscillator of the Pacific ocean—atmosphere system. *Science* 240 (4857), 1293-1302. doi: 10.1126/science.240.4857.1293
- Graumlich, L.J., 1993. A 1000-year record of temperature and precipitation in the Sierra Nevada. *Quaternary Research* 39, 249-255. doi: 10.1006/qres.1993.1029
- Griffiths, J.F., 1972. *Climates of Africa*. World Survey of Climatology 10, Elsevier, Amsterdam, p. 604.
- Grigorov, I., Pearce, R.B., Kemp, A. E. S., 2002. Southern Ocean laminated diatom ooze: mat deposits and potential for palaeo-flux studies, ODP leg 177, Site 1093. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49 (16), 3391-3407. doi: 10.1016/S0967-0645(02)00089-9.
- Grove, J.M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Grove, J. M., 2004. *Little ice ages: ancient and modern* (Vol. 1). Taylor & Francis.
- Gruber, N., Sarmiento, J. L., 1997. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Global Biogeochemical Cycles* 11 (2), 235-266. doi: 10.1029/97GB00077
- Gruber, N., 2008. The marine nitrogen cycle: overview and challenges. In: *Nitrogen in the marine environment*, 1-50. Eds: Elsevier.
- Guillen, O., de Mendiola, B.R., de Rondon, R.I., 1973. Primary productivity and phytoplankton in the coastal Peruvian waters. *Oceanography of the South Pacific*, New Zealand National Commission for UNESCO, 405–418.
- Gutiérrez, D., Enríquez, E., Purca, S., Quipúzcoa, L., Marquina, R., Flores, G., Graco, M., 2008. Oxygenation episodes on the continental shelf of central Peru: remote forcing and benthic ecosystem response. *Progress in Oceanography* 79, 177-189. doi: 10.1016/j.pocean.2008.10.025
- Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Field, D.B., Ortlieb, L., Vargas, G., Chavez, F., Velazco, F., Ferreira, V., Tapia, P., Salvatecci, R., Boucher, H., Morales, M.C., Valdés, J., Reyss, J.-L., Campusano, A., Boussafir, M., Mandeng-Yogo, M., Garcia, M., Baumgartner, T., 2009. Rapid reorganization of ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences* 6, 835-848. doi:10.5194/bg-6-835-2009
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M., Field, D., Méjanelle, L., Velazco, F., Lorre, A., Salvatecci, R., Quispe, D., Vargas, G., Dewitte, B., Ortlieb, L., 2011. Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters* 38 (7), L07603. doi: 10.1029/2010GL046324

H

- Halpert, M.S., Ropelewski, C.F., 1992. Surface Temperature Patterns Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate* 5, 577–593. doi: 10.1175/1520-0442(1992)005<0577:STPAWT>2.0.CO;2

- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lo, K., Lea, D.W., Medina-Elizalde, M., 2006. Global temperature change. *PNAS* 103, 14288-14293. doi: 10.1073/pnas.0606291103
- Hardy, D. R., Bradley, R. S., Zolitschka, B., 1996. The climatic signal in varved sediments from Lake C2, northern Ellesmere Island, Canada. *Journal of Paleolimnology* 16 (2), 227-238. doi: 10.1007/BF00176938
- Hart, T.J., Currie, R.I., 1960. The Benguela Current. *Discovery Reports* 31, 123-298.
- Hasle, G.R., 1959. A quantitative study of phytoplankton from the equatorial Pacific. *Deep Sea Research* 6, 38-59. doi: 10.1016/0146-6313(59)90055-3
- Hasle, G.R., Syvertsen, E., 1996. Marine diatoms. In: Thomas, C. (Ed.), *Identifying Marine Diatoms and Dinoflagellates*. Academic Press, San Diego, 385 pp.
- Haug, G., Maslin, M.A., Sarnthein, M., Tiedemann, R., Stax, R., 1995. Evolution of Northwest Pacific sedimentation patterns since 6 Ma: site 882. *Proc ODP Sci Rep* 145. Ocean Drilling Project, College Station, Texas, 293-314.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308. doi: 10.1126/science.1059725
- Hayes, S. P., Mangum, L. J., Barber, R. T., Huyer, A., Smith, R. L., 1986. Hydrographic variability west of the Galápagos Islands during the 1982-1983 El Niño. *Progress in Oceanography* 17 (1), 137-162. doi: 10.1016/0079-6611(86)90026-1
- Hays, J. D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. American Association for the Advancement of Science.
- Heinrich H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Heinze, P. M., Wefer, G., 1992. The history of coastal upwelling off Peru (11° S, ODP Leg 112, Site 680B) over the past 650 000 years. *Geological Society, London, Special Publications* 64 (1), 451-462. doi: 10.1144/GSL.SP.1992.064.01.30
- Hendy, I. L., Kennett, J. P., Roark, E. B., Ingram, B. L., 2002. Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California from 30-10ka. *Quaternary Science Reviews* 21 (10), 1167-1184. doi:10.1016/S0277-3791(01)00138-X
- Hendy, I. L., Pedersen, T. F., Kennett, J. P., Tada, R., 2004. Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography* 19 (3), PA3007. doi: 10.1029/2003PA000965
- Hendy, I. L., Pedersen, T. F., 2006. Oxygen minimum zone expansion in the eastern tropical North Pacific during deglaciation. *Geophysical Research Letters* 33 (20). doi: 10.1029/2006GL025975
- Hernández-Becerril, D. U., 1995. Planktonic diatoms from the Gulf of California and coasts off Baja California: The genera *Rhizosolenia*, *Proboscia*, *Pseudosolenia*, and former *Rhizosolenia* species. *Diatom Research* 10 (2), 251-267.
- Higginson, M. J., Altabet, M.A., 2004. Initial test of the silicic acid leakage hypothesis using sedimentary biomarkers. *Geophysical Research Letters* 31, L18303. doi:10.1029/2004GL020511.
- Higginson, M. J., M. A. Altabet, L. Wincze, T. D. Herbert, D.W. Murray, 2004. A solar (irradiance) trigger for millennial-scale abrupt changes in the southwest monsoon. *Paleoceanography* 19, PA3015. doi:10.1029/2004PA001031
- Hodell, D. A., Curtis, J. H., Brenner, M., 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375 (6530), 391-394. doi: 10.1038/375391a0
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Medina-Gonzalez, R., Ildefonso-Chan Can, E., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T.P., 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* 63, 109-121. doi: 10.1016/j.yqres.2004.11.004
- Hodell, D.A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J.H., Gilli, A., Grzesik, D.A., Guilderson, T.J., Müller, A.D., Bush, M.B., Correa-Metrio, A., Escobar, J., Kutterolf, S., 2008.

- An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews* 27, 1152-1165. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.02.008
- Horel, J., Cornejo-Garrido, A., 1986. Convection along the coast of Northern Peru during 1983: spatial and temporal variation of clouds and rainfall. *Monthly Weather Review* 114, 2091-2105. doi: 10.1175/1520-0493(1986)114<2091:CATCON>2.0.CO;2
- Horel, J.D., Wallace, J.M., 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 109, 813-829. doi: 10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2
- Hu, F.S., Kaufman, D., Yoneji, S., Nelson, D., Shemesh, A., Huang, Y., Tian, J., Bond, G., Clegg, B., Brown, T., 2003. Cyclic Variation and Solar Forcing of Holocene Climate in the Alaskan Subarctic. *Science* 301 (5641), 1890-1893. doi: 10.1126/science.1088568
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., 2009. Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophysical Research Letters*, 36 (17). doi: 10.1029/2009GL040000
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Anderson, R. F., Williams, K. M., 1996. The potential for palaeoclimate records from varved Arctic lake sediments: Baffin Island, Eastern Canadian Arctic. *Geological Society, London, Special Publications*, 116 (1), 57-71. doi: 10.1144/GSL.SP.1996.116.01.07
- Hughes, M.K., Diaz, H.F., 1994. Was there a 'medieval warm period', and if so, where and when? *Climatic change* 26 (2), 109-142. doi: 10.1007/BF01092410
- Huyer, A., Smith, R., Paluszkievicz, T., 1987. Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981-1984. *Journal of Geophysical Research* 92 (13), 14,297-14,307. doi: 10.1029/JC092iC13p14297
- Huyer, A., Knoll, M., Paluszkievicz, T., 1991. The Peru undercurrent: a study in variability. *Deep Sea Research* 38, 247-271. doi: 10.1016/S0198-0149(12)80012-4

I

- Imada, Y., Kimoto, M., 2009. ENSO amplitude modulation related to Pacific decadal variability. *Geophysical Research Letters* 36, L03706. doi: 10.1029/2008GL036421
- Imbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science* 207, 943-953. doi: 10.1126/science.207.4434.943
- Iriarte, J. L., Fryxell, G. A., 1995. Micro-phytoplankton at the equatorial Pacific (140 W) during the JGOFS EqPac Time Series studies: March to April and October 1992. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 42 (2), 559-583. doi: 10.1016/0967-0645(95)00031-K
- Ivanochko, T. S., Pedersen, T. F., 2004. Determining the influences of Late Quaternary ventilation and productivity variations on Santa Barbara Basin sedimentary oxygenation: a multi-proxy approach. *Quaternary Science Reviews* 23 (3), 467-480. doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.006
- Ivanochko, T. S., Ganeshram, R. S., Brummer, G. J. A., Ganssen, G., Jung, S. J., Moreton, S. G., Kroon, D., 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth and Planetary Science Letters* 235 (1), 302-314. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.002

J

- Jaccard S.L., Galbraith, E.D., 2012. Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation. *Nature Geoscience* 5, 151-156. doi:10.1038/ngeo1352
- Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., Lohmann, G., 2007. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. *Paleoceanography* 22 (4). doi:10.1029/2006PA001391
- Jenkins, G.M., Watts, D.G., 1968. *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, San Francisco.
- Ji, S., Xingqi, L., Sumin, W., Matsumoto, R., 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International* 136 (1), 131-140. doi: 10.1016/j.quaint.2004.11.014

- Jiang, H., Eiríksson, J., Schulz, M., Knudsen, K.-L., Seidenkrantz, M.-S., 2005. Evidence for solar forcing of sea-surface temperature on the North Icelandic Shelf during the late Holocene. *Geology* 33, 73-76. doi:10.1130/G21130.1
- Jiang, Z., Liu, J., Chen, J., Chen, Q., Yan, X., Xuan, J., Zeng, X., 2014. Responses of summer phytoplankton community to drastic environmental changes in the Changjiang (Yangtze River) estuary during the past 50 years. *Water Research* 54, 1-11. doi: 10.1016/j.watres.2014.01.032
- Jimenez, R., 1981. Composition and distribution of phytoplankton in the upwelling system of the Galapagos Islands. *Coastal Upwelling*, 327-338. doi: 10.1029/CO001p0327
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313. doi: 10.1038/359311a0
- Jones, P.D., Briffa, K.R., Barnett, T.P., Tett, S.F.B., 1998. High resolution palaeoclimatic records for the last millennium: integration, interpretation and comparison with General Circulation Model control run temperatures. *The Holocene* 8, 455-471.
- Jones P.D., Mann M.E., 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42 (2). doi: 10.1029/2003RG000143
- Joung, C.H., Hitchman, M.H., 1982. On the Role of Successive Downstream Development in East Asian Polar Air Outbreaks. *Monthly Weather Review* 110, 1224-1237. doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<1224:OTROSD>2.0.CO;2
- Jousé, A. P., Kozlova, O. G., Muhina, V. V., 1971. 17. Distribution of diatoms in the surface layer of sediment from the pacific ocean. In *The Micropalaeontology of Oceans: Proceedings of the Symposium Held in Cambridge from 10 to 17 September 1967 Under the Title Micropalaeontology of Marine Bottom Sediments*, p. 263. Cambridge University Press.
- Julian, P.R., Chervin, R.M., 1978. A study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon. *Monthly Weather Review* 106, 1433-1451. doi: 10.1175/1520-0493(1978)106<1433:ASOTSO>2.0.CO;2
- Jungclauss, J.H., Haak, H., Latif, M., Mikolajewicz, U., 2005. Arctic-North Atlantic interactions and multi-decadal variability of the Meridional Overturning Circulation. *Journal of Climate* 18, 4013-4031. doi: 10.1175/JCLI3462.1

K

- Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009. doi:10.1029/2005PA001146
- Kalvelage, T., Lavik, G., Lam, P., Contreras, S., Arteaga, L., Löscher, C. R., Oschlies, A., Paulmier, A., Stramma, L., Kuypers, M. M., 2013. Nitrogen cycling driven by organic matter export in the South Pacific oxygen minimum zone. *Nature geoscience* 6 (3), 228-234. doi: 10.1038/ngeo1739
- Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H., Edwards, R. L., Vuille, M., 2013. High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quaternary Science Reviews* 75, 1-10. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.05.008
- Kao, H.-Y., Yu, J.-Y., 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate* 22, 615-632. doi: 10.1175/2008JCLI2309.1
- Karstensen, J., Stramma, L., Visbeck, M., 2008. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Pacific and Atlantic oceans. *Progress in Oceanography* 77, 331-350. doi:10.1016/j.pocean.2007.05.009
- Keeling, R. F., Körtzinger, A., Gruber, N., 2010. Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual Review of Marine Science* 2, 199-229. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163855
- Kemp, A. E., Baldauf, J. G., 1993. Vast Neogene laminated diatom mat deposits from the eastern equatorial Pacific Ocean. *Nature* 362, 141-144. doi:10.1038/362141a0

- Kemp A.E.S., 1994. Laminated sediments from coastal and open ocean upwelling zones : What variability do they record ? In : *Upwelling in the Ocean : Modern Processes and Ancient Records*, eds : K.C. Emeis et al., Wiley and Sons, 239-257.
- Kemp, A.E.S., Pike, J., Pearce, R.B., Lange, C.B., 2000. The “Fall Dump”: a new perspective on the role of “shade flora” in the annual cycle of diatom production and export flux. *Deep Sea Research II* 47, 2129-2154. doi: 10.1016/S0967-0645(00)00019-9
- Kennett, J.P., Ingram, B.L., 1995. A 20,000 year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin. *Nature* 377, 510-513. doi:10.1038/377510a0
- Kerr, R. A., 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* 288 (5473), 1984-1985. doi: 10.1126/science.288.5473.1984
- Kessler, W.S., McPhaden, M.J., 1995. Oceanic equatorial waves and the 1991-1993 El Niño. *Journal of Climate* 8, 1757-1774. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1757:OEWAET>2.0.CO;2
- Kessler, W. S., 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69 (2), 181-217. doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.009
- Khider, D., Jackson, C.S., Stott, L.D., 2014. Assessing millennial-scale variability during the Holocene: a perspective from the western tropical Pacific. *Paleoceanography* 29, 143-159. doi: 10.1002/2013PA002534
- Kiefer, T., Kienast, M., 2005. Patterns of deglacial warming in the Pacific Ocean: a review with emphasis on the time interval of Heinrich event 1. *Quaternary Science Reviews* 24 (7), 1063-1081. doi:10.1016/j.quascirev.2004.02.021
- Kienast, M., Kienast, S. S., Calvert, S. E., Eglinton, T. I., Mollenhauer, G., François, R., Mix, A. C., 2006. Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature* 443 (7113), 846-849. doi:10.1038/nature05222
- Kienast, M., G. MacIntyre, N. Dubois, S. Higginson, C. Normandeau, C. Chazen, and T. D. Herbert, 2012. Alkenone unsaturation in surface sediments from the eastern equatorial Pacific: Implications for SST reconstructions. *Paleoceanography* 27 (1), PA1210. doi: 10.1029/2011PA002254
- Kienast, S. S., Calvert, S. E., Pedersen, T. F., 2002. Nitrogen isotope and productivity variations along the northeast Pacific margin over the last 120 kyr: Surface and subsurface paleoceanography. *Paleoceanography* 17 (4), PA000650. doi:10.1029/2001PA000650
- Kim, J. H., Schneider, R. R., Hebbeln, D., Müller, P. J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21 (18), 2085-2097. doi: 10.1016/S0277-3791(02)00012-4
- Knight, J.R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M., Mann, M.E., 2005. A signature of persistent thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters* 32, L20708. doi: 10.1029/2005GL024233
- Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A., 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* 33, L17706. doi: 10.1029/2006GL026242
- Knorr, G., Lohmann, G., 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* 424 (6948), 532-536. doi: 10.1038/nature01855
- Knudson, K.P., Hendy, I.L., Neil, H.L., 2011. Re-examining Southern Hemisphere westerly wind behavior: insights from a Late Holocene precipitation reconstruction using New Zealand fjord sediments. *Quaternary Science Reviews* 30, 3124-3138. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.017
- Knutson, T. R., Manabe, S., 1995. Time-mean response over the tropical Pacific to increased CO₂ in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate* 8, 2181-2199. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<2181:TMROTT>2.0.CO;2
- Kobayashi, F., Takahashi, K., 2002. Distribution of diatoms along the equatorial transect in the western and central Pacific during the 1999 La Niña conditions. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49 (13), 2801-2821. doi: 10.1016/S0967-0645(02)00059-0

- Koizumi, I., Irino, T., Oba, T., 2004. Paleooceanography during the last 150 kyr off central Japan based on diatom florae. *Marine Micropaleontology* 53 (3), 293-365. doi: 10.1016/j.marmicro.2004.06.004
- Koizumi, I., 2008. Diatom-derived SSTs (Td' ratio) indicate warm seas off Japan during the middle Holocene (8.2–3.3 kyr BP). *Marine Micropaleontology* 69 (3), 263-281. doi: 10.1016/j.marmicro.2008.08.004
- Koning, E., Van Iperen, J. M., Van Raaphorst, W., Helder, W., Brummer, G. J., Van Weering, T. C. E., 2001. Selective preservation of upwelling-indicating diatoms in sediments off Somalia, NW Indian Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48 (11), 2473-2495. doi: 10.1016/S0967-0637(01)00019-X
- Kosaka, Y., Xie, S.-P., 2013. Recent global warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature* 501, 403-407. doi: 10.1038/nature12534
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., Sachs, J. P., 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science* 297 (5579), 226-230. doi: 10.1126/science.1072376
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., 2003. Glacial-interglacial dynamics of the eastern equatorial Pacific cold tongue-Intertropical Convergence Zone system reconstructed from oxygen isotope records. *Paleoceanography* 18 (4), 1089. doi: 10.1029/2003PA000894
- Koutavas, A., Olive, G. C., Lynch-Stieglitz, J., 2006. Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology* 34 (12), 993-996. doi: 10.1130/G22810A.1
- Koutavas, A., Joanides, S., 2012. El Niño–Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* 27, PA4208. doi:10.1029/2012PA002378
- Krissek, L. A., Scheidegger, K. F., and Kulm, L. D., 1980. Surface sediments of the Peru-Chile continental margin and the Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 91 (6), 321-331. doi:10.1130/0016-7606(1980)91<321
- Kug, J.S., Jin, F.F., An, S.I., 2009. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate* 22 (6), 1499-1515. doi: 10.1175/2008JCLI2624.1
- Kutzbach, J. E., Guetter, P. J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18 000 years. *Journal of Atmospheric Sciences* 43 (16), 1726-1759.

L

- Laird, K. R., Fritz, S. C., Grimm, E. C., Mueller, P. G., 1996. Century-scale paleoclimatic reconstruction from Moon Lake, a closed-basin lake in the northern Great Plains. *Limnology and Oceanography* 41 (5), 890-902.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth Science Reviews* 75, 29-57. doi:10.1016/j.earscirev.2005.10.003
- Lamb H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 1, 13-37. doi: 10.1016/0031-0182(65)90004-0
- Lamb, H.H., 1985. *Climatic History and the Future*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 835 pp.
- Lamb, H. H., 1995. *Climate, History and the Modern World*, 2nd Edn., Routledge, New York.
- Lamoureux, S.F., Francus, P., 2014. Layers within layers : quantifying seasonal versus event processes in Arctic clastic varved sediments. *PAGES magazine* 22 (1), 6-7.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in Southern Chile. A marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369-382. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00381-2
- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G., 2002. High and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography* 17, 1028-1038. doi: 10.1029/2001PA000727

- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., Francois, J.P., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience* 3, 695-699. doi: 10.1038/ngeo959
- Lange, C. B., Syvertsen, E. E., 1989. *Cyclotella litoralis* sp. nov.(Bacillariophyceae), and its relationships to *C. striata* and *C. stylorum*. *Nova Hedwigia* 48 (3-4), 341-356.
- Lange, C. B., Romero, O. E., Wefer, G., Gabric, A. J., 1998. Offshore influence of coastal upwelling off Mauritania, NW Africa, as recorded by diatoms in sediment traps at 2195m water depth. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45 (6), 985-1013. doi: 10.1016/S0967-0637(97)00103-9
- Larkin, A., Haigh, J.D., Djavidnia S., 2000. The Effect of Solar UV Irradiance Variations on the Earth's Atmosphere. *Space Science Reviews* 94 (1), 199-214. doi: 10.1023/A:1026771307057
- Larkin, N.K., Harrison, D.E., 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters* 32, L16705. doi:10.1029/2005GL022860
- Latif, M., Roeckner, E., Mikolajewicz, U., Voss, R., 2000. Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *Journal of Climate* 13 (11), 1809-1813. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1809:L>2.0.CO;2
- Latif, M., 2001. Tropical Pacific/Atlantic Ocean interactions at multi-decadal time scales. *Geophysical Research Letters* 28 (3), 539-542. doi: 10.1029/2000GL011837
- Lau, K.-M., Weng, H.-Y., 1995. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society* 76, 2391-2402.
- Lau, N.-C., Lau, K.-M., 1984. The Structure and Energetics of Midlatitude Disturbances Accompanying Cold-Air Outbreaks over East Asia. *Monthly Weather Review* 112, 1309-1327. doi: 10.1175/1520-0493(1984)112<1309:TSAEOM>2.0.CO;2
- Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., Hughen, K. A., 2003. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science* 301 (5638), 1361-1364. doi: 10.1126/science.1088470
- Lea, D. W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M.A., Shackleton, N.J., 2006. Paleoclimate history of Galápagos surface waters over the last 135,000 years. *Quaternary Science Reviews* 25, 1152-1167. doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.010
- Lecuyer, L., 2010. Quel signal enregistrent les lamines de la plate-forme continentale du Pérou ? Cas des diatomées. Master 1 ENVOLH. Université Bordeaux 1, 19 pp.
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C., Beaufort, L., Bard, E., 2007. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature* 445 (7130), 908-911. doi:10.1038/nature05578
- Leduc, G., Vidal, L., Cartapanis, O., Bard, E., 2009a. Modes of Eastern equatorial Pacific thermocline variability: implications for ENSO dynamics over the last glacial period. *Paleoceanography* 24, PA 3202. doi: 10.1029/2008PA001701
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Bard, E., 2009b. ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific? *Quaternary Research* 72, 123-131. doi: 10.1016/j.yqres.2009.03.006
- Leduc, G., Herbert, C.T., Blanz, T., Martinez, P., Schneider, R., 2010. Contrasting evolution of sea surface temperature in the Benguela upwelling system under natural and anthropogenic climate forcings. *Geophysical Research Letters* 37, L20705. doi:10.1029/2010GL044353
- Lee, T., McPhaden, M.J., 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters* 37, L14603. doi:10.1029/2010GL044007
- Leventer, A., 1991. Sediment trap diatom assemblages from the northern Antarctic Peninsula region. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 38 (8), 1127-1143. doi:10.1016/0198-0149(91)90099-2

- Levitus, S., Boyer, T. P., 1994. *World Ocean Atlas 1994. Volume 4. Temperature* (No. PB--95-270112/XAB; NESDIS--4). National Environmental Satellite, Data, and Information Service, Washington, DC (United States).
- Li, J., Xie, S.-P., Cook, E.R., Huang, G., D'Arrigo, R., Liu, F., Ma, J., Zheng, X.-T., 2011. Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the last millennium. *Nature Climate Change* 1 (2), 114-118. doi: 10.1038/NCLIMATE1086
- Li, J., Xie, S.-P., Cook, E.R., Morales, M.S., Christie, D.A., Johnson, N.C., Chen, F., D'Arrigo, R., Fowler, A.M., Gou, X., Fang, K., 2013. El Niño modulations over the past seven centuries. *Nature Climate Change* 3, 822-826. doi: 10.1038/NCLIMATE1936
- Linsley, B.K., 1996. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years. *Nature* 380, 234-237. doi:10.1038/380234a0
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Palaeoceanography* 20, PA1003. doi: 10.1029/2004PA001071
- Liu, K. K., 1979. Geochemistry of inorganic nitrogen compounds in two marine environments: The Santa Barbara Basin and the ocean off Peru. Doctoral dissertation, University of California, Los Angeles.
- Liu, K. K., Kaplan, I. R., 1989. The eastern tropical Pacific as a source of ^{15}N -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnology and Oceanography* 34 (5), 820-830.
- Liu, Z., Ostrenga, D., Teng, W., Kempler, S., 2012. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation data and services for research and applications. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 1317-1325.
- Locarnini, R. A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Johnson, D.R., 2010. *World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Lopes, C., Mix, A. C., Abrantes, F., 2006. Diatoms in northeast Pacific surface sediments as paleoceanographic proxies. *Marine Micropaleontology* 60 (1), 45-65. doi: 10.1016/j.marmicro.2006.02.010
- Lukas, R., 1986. The termination of the equatorial undercurrent in the eastern Pacific. *Progress in Oceanography* 16 (2), 63-90. doi: 10.1016/0079-6611(86)90007-8
- Lund, D.C., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W.B., 2006. Gulf Stream density structure and transport during the past millennium. *Nature* 444, 601-604. doi: 10.1038/nature05277
- Lyle, M., Zahn, R., Prahl, F., Dymond, J., Collier, R., Pisias, N., Suess, E., 1992. Paleoproductivity and carbon burial across the California Current: The multitracers transect, 42 N. *Paleoceanography* 7 (3), 251-272. doi: 10.1029/92PA00696

M

- Magaña, V., Amador, J.A., and Medina, S., 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate* 12, 1577-1588. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2
- Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vanni re, B., Millet, L., Vermot-Desroches, B., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75, 45-54. doi: 10.1016/j.yqres.2010.11.001
- Makou, M.C., Eglinton, T.A., Oppo, D.W., Hughen, K.A., 2010. Postglacial changes in El Niño and la Niña behavior. *Geology* 38, 43-46. doi: 10.1130/G30366.1
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., 1999. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters* 26, 759-762. doi: 10.1029/1999GL900070
- Mann, M.E., Cane, M.A., Zebiak, S.E., Clement, A., 2005. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *Journal of Climate* 18, 417-456. doi: 1175/JCLI-3276-1

- Mantua, N. J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069–1079.
- Marchant, R., Hooghiemstra, H., 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth-Science Reviews* 66 (3), 217–260. doi: 10.1016/j.earscirev.2004.01.003
- Margalef, R., 1978. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta* 1 (4), 493–509.
- Mariotti, A., Germon, J. C., Hubert, P., Kaiser, P., Letolle, R., Tardieux, A., Tardieux, P., 1981. Experimental determination of nitrogen kinetic isotope fractionation: some principles; illustration for the denitrification and nitrification processes. *Plant and Soil* 62 (3), 413–430. doi: 10.1007/BF02374138
- Marlowe, I. T., Brassell, S. C., Eglinton, G., Green, J. C., 1984. Long-chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. *Organic Geochemistry* 6, 135–141. doi: 10.1016/0146-6380(84)90034-2
- Marsh, N., Svensmark, H., 2000. Cosmic rays, cloud and climate. *Space Science Reviews* 94 (1), 215–230. doi: 10.1023/A:1026723423896
- Marshall, H. G., 1972. Phytoplankton composition in the south-eastern Pacific between Ecuador and the Galápagos Islands (Archipiélago de Colón). *Proceedings of the Biological Society of Washington* 85, 1–38.
- Martínez, I., Keigwin, L., Barrows, T. T., Yokoyama, Y., Southon, J., 2003. La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography* 18 (2), 1033. doi:10.1029/2002PA000877
- Martinez, P., Bertrand, P., Calvert, S. E., Pedersen, T. F., Shimmield, G. B., Lallier-Vergès, E., Fontugne, M. R., 2000. Spatial variations in nutrient utilization, production and diagenesis in the sediments of a coastal upwelling regime (NW Africa): Implications for the paleoceanographic record. *Journal of Marine Research* 58 (5), 809–835. doi: 10.1357/002224000321358927
- Martrat, B., Jimenez-Amat, P., Zahn, R., Grimalt, J. O., 2014. Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region. *Quaternary Science Reviews* 99, 122–134. doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.016
- Maslin, M.A., Haug, G.H., Sarnthein, M., Tiedemann, R., 1996. The progressive intensification of northern hemisphere glaciation as seen from the North Pacific. *Geologische Rundschau* 85, 452–465. doi: 10.1007/BF02369002
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V.Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J.R., Steig, E.J., Stievenard, M., Vaikmae, R., 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research* 54 (3), 348–358. doi:10.1006/qres.2000.2172
- Matear, R.J., Hirst, A.C., 2003. Long-term changes in dissolved oxygen concentrations in the ocean caused by protracted global warming. *Global Biogeochemical Cycles* 17, 1125. doi:10.1029/2002GB001997
- Matsumoto, K., Hashioka, T., Yamanaka, Y., 2007. Effect of temperature-dependent organic carbon decay on atmospheric pCO₂. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* (2005–2012) 112, G02007. doi: 10.1029/2006JG000187
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Bloomfield, P., Bond, G.C., Alley, R.B., Gow, A.J., Meese, D.A., Grootes, P.M., Ram, M., Taylor, K.C., Wumkes, W., 1994. Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years. *Science* 263 (5154), 1747–1751. doi: 10.1126/science.263.5154.1747
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W. B., Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation

- using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 102 (C12), 26345-26366. doi: 10.1029/96JC03365
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K. A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E. J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62 (3), 243-255. doi: 10.1016/j.yqres.2004.07.001
- McClymont, E. L., Ganeshram, R.S., Pichevin, L.E., Talbot, H.M., van Dongen, B.E., Thunell, R.C., Haywood, A.M., Singarayer, J.S., Valdes, P.J., 2012. Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography* 27, PA2202. doi:10.1029/2011PA002226.
- McDermott, D. A., 1996. The regulation of northern overturning by Southern Hemisphere winds. *Journal of Physical Oceanography* 26 (7), 1234-1255. doi: 10.1175/1520-0485(1996)026<1234:TRONOB>2.0.CO;2
- McElroy, M. B., 1983. Marine biological controls on atmospheric CO₂ and climate. *Nature* 302, 328-329. doi:10.1038/302328a0
- McGregor, H. V., Gagan, M.K., 2004. Western Pacific coral δ18O records of anomalous Holocene variability in the El Niño–Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters* 31, L11204. doi:10.1029/2004GL019972
- McGregor, H.V., Dima, M., Fischer, H.W., Mulitza, S., 2007. Rapid 20-th century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science* 315, 637-639. doi: 10.1126/science.1134839
- McManus, J.F., François, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834-837. doi:10.1038/nature02494
- McPhaden, M.J., 1999. Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. *Science* 283, 950–954. doi: 10.1126/science.283.5404.950
- McPhaden, M.J., Zebiak, S.E., Glantz, M.H., 2006. ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science* 314, 1740-1745. doi: 10.1126/science.1132588
- Mecking, S., Warner, M.J., Bullister, J.L., 2006. Temporal changes in pCFC-12 ages and AOU along two hydrographic sections in the eastern subtropical North Pacific. *Deep Sea Research Part I* 53, 169–187. doi: 10.1016/j.dsr.2005.06.018
- Meehl, G. A., Gent, P. R., Arblaster, J. M., Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Craig, A., 2001. Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Climate Dynamics* 17 (7), 515-526. doi: 10.1007/PL00007929
- Meeker, L. D., Mayewski, P. A., 2002. A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene* 12 (3), 257-266. doi: 10.1191/0959683602hl542ft
- Meissner, K. J., Galbraith, E.D., C. Völker, C., 2005. Denitrification under glacial and interglacial conditions: A physical approach. *Paleoceanography* 20, PA3001. doi:10.1029/2004PA001083
- Merkel, U., Prange, M., Schulz, M., 2010. ENSO variability and teleconnections during glacial climates. *Quaternary Science Reviews* 29 (1), 86-100. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.11.006
- Messié, M., Ledesma, J., Kolber, D.D., Michisaki, R.P., Foley, D.G., Chavez, F.P., 2009. Potential new production estimates in four eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography* 53, 151-158. doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.018
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213-250. doi: 10.1016/S0146-6380(97)00049-1
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261-289. doi: 10.1016/S0146-6380(02)00168-7
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C. Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251-255. doi: 10.1007/s003670050076

- Miller, G.H., Geirsdóttir, A., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Anderson, C., Björnsson, H., Thordarson, T., 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters* 39, L02708. doi: 10.1029/2011GL050168
- Minagawa, M., Wada, E., 1984. Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: Further evidence and the relation between $\delta^{15}\text{N}$ and animal age. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48 (5), 1135-1140. doi: 10.1016/0016-7037(84)90204-7
- Moffa-Sánchez, P., Hall, I.R., Barker, S., Thornalley, D.J.R., Yashayaev, I., 2014. Surface changes in the eastern Labrador Sea around the onset of the Little Ice Age. *Paleoceanography* 28, PA002523. doi:10.1002/2013PA002523
- Mohtadi, M., Romero, O.E., Kaiser, J., Hebbeln, D., 2007. Cooling of the southern high latitudes during the Medieval Period and its effect on ENSO. *Quaternary Science Reviews* 26, 1055-1066. doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.008
- Mollier-Vogel, E., 2012. Peruvian Oxygen Minimum Zone dynamics during the last 18 000 years. University of Kiel, Germany, PhD thesis.
- Mollier-Vogel, E., Ryabenko, E., Martinez, P., Wallace, D., Altabet, M. A., Schneider, R., 2012. Nitrogen isotope gradients off Peru and Ecuador related to upwelling, productivity, nutrient uptake and oxygen deficiency. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 70, 14-25. doi: 10.1016/j.dsr.2012.06.003
- Mollier-Vogel, E., Leduc, G., Böschén, T., Martinez, P., Schneider, R.R., 2013. Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Reviews* 76, 29-38. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.06.021
- Montecino, V., Lange, C.B., 2009. The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries and sediment studies. *Progress in Oceanography* 83, 65-79. doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.041
- Morales, M. del C., Field, D., Mayor Pastor, S., Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Ferreira, V., Salvatecci, R., Velazco, F., 2006. Variaciones de foraminíferos de los últimos 460 años en sedimentos laminados de la plataforma continental peruana. *Boletín Sociedad Geológica de Perú* 101, 5-18.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, A., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jimenez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Villarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., 2012. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews* 43, 16-32. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.04.007
- Moreno, J.L., Licea, S., Santoyo, H., 1996. Diatomeas del golfo de California. Universidad autónoma de Baja California Sur, 274 pp.
- Moy, M.C., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-165. doi:10.1038/nature01194
- Muhina, V. V., 1971. 32. Problems of diatom and silicoflagellate quaternary stratigraphy in the equatorial pacific ocean. In *The Micropalaeontology of Oceans: Proceedings of the Symposium Held in Cambridge from 10 to 17 September 1967 Under the Title Micropalaeontology of Marine Bottom Sediments*, p. 423. Cambridge University Press.
- Mulitza, S., Prange, M., Stuut, J. B., Zabel, M., von Döbenek, T., Itambi, A. C., Nizou, J., Schulz, M., Wefer, G., 2008. Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning. *Paleoceanography* 23 (4), PA4206. doi:10.1029/2008PA001637
- Müller, P. J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., Rosell-Melé, A., 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37}^K based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global

ocean (60° N-60° S). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (10), 1757-1772. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00097-0

N

- Naqvi, S. W. A., Yoshinari, T., Jayakumar, D. A., Altabet, M. A., Narvekar, P. V., Devol, A. H., Brandes, J.A., Codispoti, L. A., 1998. Budgetary and biogeochemical implications of N₂O isotope signatures in the Arabian Sea. *Nature* 394 (6692), 462-464. doi:10.1038/28828
- Naqvi, S. W. A., Bange, H. W., Farias, L., Monteiro, P. M. S., Scranton, M. I., Zhang, J., 2010. Marine hypoxia/anoxia as a source of CH₄ and N₂O. *Biogeosciences* 7 (7), 2159-2190. doi:10.5194/bg-7-2159-2010
- Narayan, N., Paul, A., Mulitza, S., Schulz, M., 2010. Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Science Discussions* 7 (1).
- Nesje, A., Dahl, S. O., 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review. *Quaternary Science Reviews* 12 (4), 255-261. doi:10.1016/0277-3791(93)90081-V
- Newman, M., Compo, G.P., Alexander, M.A., 2003. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *Journal of Climate* 16, 3853-3857. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<3853:EVOTPD>2.0.CO;2

O

- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270, 1962-1964. doi: 10.1126/science.270.5244.1962
- Ojala, A. E. K., Francus, P., Zolitschka, B., Besonen, M., Lamoureux, S. F., 2012. Characteristics of sedimentary varve chronologies—a review. *Quaternary Science Reviews* 43, 45-60. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.04.006
- Olsen, J., Anderson, J.N., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5200 years. *Nature Geoscience* 5, 808-812. doi:10.1038/ngeo1589
- Ortlieb, L., Macharé, J., 1993. Former El Niño events: records from western South America. *Global and Planetary Change* 7 (1), 181-202. doi: 10.1016/0921-8181(93)90049-T
- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.-F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile-southern Peru coast (14-24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91-103. doi:10.1016/j.yqres.2010.07.018
- Oschlies, A., Schulz, K. G., Riebesell, U., Schmittner, A., 2008. Simulated 21st century's increase in oceanic suboxia by CO₂-enhanced biotic carbon export. *Global Biogeochemical Cycles* 22 (4). doi: 10.1029/2007GB003147
- Oschlies, A., Brandt, P., Schelten, C., Stramma, L., 2012. SFB754: Climate-Biogeochemistry Interactions in the Tropical Ocean. *CLIVAR Exchanges* 58 (17 (1)), 11-14.

P

- PAGES 2k network, 2013. Continental-Scale Temperature Variability during the Past Two Millennia. *Nature Geoscience* 6 (5), 339-346. doi:10.1038/ngeo1797
- Pahnke, K., Sachs, J. P., Keigwin, L., Timmermann, A., Xie, S. P., 2007. Eastern tropical Pacific hydrologic changes during the past 27,000 years from D/H ratios in alkenones. *Paleoceanography* 22 (4). doi: 10.1029/2007PA001468
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 77, 379. doi: 10.1029/96EO00259
- Papineau, J.M., 2001. Wintertime temperature anomalies in Alaska correlated with ENSO and PDO. *International Journal of Climatology* 21, 1577-1592. doi: 10.1002/joc.686

- Park, J. Y., S. W. Yeh, S. Kug, 2012. Revisited relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations. *Geophysical Research Letters* 39, L02703. doi:10.1029/2011GL050005
- Patience R.L., Clayton C.J., Kearsley A.T., Rowland S.J., Bishop A.N., Rees A.W.G., Bibby K.G., Hopper A.C., 1990. An integrated biochemical, geochemical and sedimentological study of organic diagenesis in sediments from Leg 112. In : *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results 112*, 135-153, College Station, TX : Ocean Drilling Program.
- Patterson, R. T., Chang, A. S., Prokoph, A., Roe, H. M., Swindles, G. T., 2013. Influence of the Pacific Decadal Oscillation, El Niño-Southern Oscillation and solar forcing on climate and primary productivity changes in the northeast Pacific. *Quaternary International* 310 (1), 124-139. doi: 10.1016/j.quaint.2013.02.001
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D., Garçon, V., 2008. The oxygen minimum zone (OMZ) off Chile as intense source of CO₂ and N₂O. *Continental Shelf Research* 28 (20), 2746-2756. doi: 10.1016/j.csr.2008.09.012
- Pennington, J.T., Mahoney, K.L., Kuwahara, V.S., Kolber, D.D., Calienes, R., Chavez, F.P., 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography* 69, 285-317. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.012
- Perdue, E.M., Koprivnjak, J.-F., 2007. Using the C/N ratio to estimate terrigenous input of organic matter to aquatic environments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73, 65-72. doi:10.1016/j.ecss.2006.12.021
- Perry, C.A., Hsu, K.J., 2000. Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 12433-12438. doi: 10.1073/pnas.230423297
- Pena, L. D., Cacho, I., Ferretti, P., Hall, M. A., 2008. El Niño–Southern Oscillation–like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections. *Paleoceanography* 23 (3), PA3101. doi: 10.1029/2008PA001620
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., Röhl, U., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science* 290 (5498), 1947-1951. doi: 10.1126/science.290.5498.1947
- Philander, S.G., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic press, San Diego,
- Pichevin, L., Bard, E., Martinez, P., Billy, I., 2007. Evidence of ventilation changes in the Arabian Sea during the late Quaternary: Implication for denitrification and nitrous oxide emission. *Global Biogeochemical Cycles* 21 (4), GB4008. doi: 10.1029/2006GB002852
- Pickard, G., Emery, W., 1982. *Descriptive Physical Oceanography-An Introduction*. Pergamon Press, San Diego, p. 249.
- Pitcher, G. C., 1990. Phytoplankton seed populations of the Cape Peninsula upwelling plume, with particular reference to resting spores of *Chaetoceros* (Bacillariophyceae) and their role in seeding upwelling waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 31 (3), 283-301. doi: 10.1016/0272-7714(90)90105-Z
- Pitcher, G. C., Figueiras, F. G., Hickey, B. M., Moita, M. T., 2010. The physical oceanography of upwelling systems and the development of harmful algal blooms. *Progress in oceanography* 85 (1), 5-32. doi: 10.1016/j.pocean.2010.02.002
- Pokras, E. M., Molino, B., 1986. Oceanographic control of diatom abundances and species distributions in surface sediments of the tropical and southeast Atlantic. *Marine Micropaleontology* 10 (1), 165-188. doi: 10.1016/0377-8398(86)90028-9
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Shemesh, A., Wolfe, A.P., Bradley, R.S., 2006. Holocene hydrologic balance of tropical South America from oxygen isotopes of lake sediment opal, Venezuelan Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 375-389. doi: 10.1016/j.epsl.2005.12.024
- Prahl, F. G., Wakeham, S. G., 1987. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature* 330, 367–369. doi: 10.1038/330367a0

- Prahl, F. G., Mix, A. C., Sparrow, M. A., 2006. Alkenone paleothermometry: Biological lessons from marine sediment records off western South America. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (1), 101-117. doi: 10.1016/j.gca.2005.08.023
- Prego, R., Guzmán-Zuñiga, D., Varela, M., de Castro, M., Gómez-Gesteira, M., 2007. Consequences of winter upwelling events on biogeochemical and phytoplankton patterns in a western Galician ria (NW Iberian peninsula). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73 (3), 409-422. doi: 10.1016/j.ecss.2007.02.004
- Prell, W. L., Kutzbach, J. E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 92 (D7), 8411-8425. doi: 10.1029/JD092iD07p08411
- Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keigwin, L., Altabet, M., Tappa, E., 1999. Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: Response to global climate change. *Paleoceanography* 14 (3), 397-409. doi: 10.1029/1999PA900004

Q

- Quinn, W. H., Neal, V. T., Antunez de Mayolo, S. E., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research* 92, 14449-14461. doi: 10.1029/JC092iC13p14449

R

- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, D06102. doi: 10.1029/2005JD006079
- Rasmusson, E.M., Carpenter, T.H., 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review* 110, 354-384. doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2
- Rathburn, A.E., Pichon, J.-J., Ayress, M.A., De Deckker, P., 1997. Microfossil and stable-isotope evidence for changes in the late Holocene paleoproductivity and paleoceanographic conditions in the Prydz Bay region of Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 131, 485-510. doi: 10.1016/S0031-0182(97)00017-5
- Reid, G.C., 2000. Solar variability and the Earth's climate: introduction and overview. *Space Science Reviews* 94 (1), 1-11. doi: 10.1023/A:1026797127105
- Reimer, P. J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Rein, B., Lückge, A., Sirocko, F., 2004. A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval Warm period. *Geophysical Research Letters* 31, L17211. doi:10.1029/2004GL020161
- Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., Dullo, W.-C., 2005. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography* 20, PA4003. doi:10.1029/2004PA001099
- Rein, B., 2007. How do the 1982/83 and 1997/98 El Niños rank in a geological record from Peru? *Quaternary International* 161 (1), 56-66. doi: 10.1016/j.quaint.2006.10.023
- Reiter, E.R., 1978. Long-Term Wind Variability in the Tropical Pacific, Its Possible Causes and Effects. *Monthly Weather Review* 106, 324-330. doi: 10.1175/1520-0493(1978)106<0324:LTWVIT>2.0.CO;2
- Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T., 2007. Simulation of Holocene cooling events in a coupled climate model. *Quaternary Science Reviews* 26, 2019-2029. doi: 10.1016/j.quascirev.2007.07.011

- Reuter, J., Stott, L., Khider, D., Sinha, A., Cheng, H., Edwards, R. L., 2009. A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the Little Ice Age. *Geophysical Research Letters* 36, L21706. doi:10.1029/2009GL041051
- Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., de Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society of London, Special Publications, 39-50.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Felis, T., Pätzold, J., 2003. Shift in ENSO teleconnections recorded by a northern Red Sea coral. *Journal of Climate* 16, 1414–1422. doi: 10.1175/1520-0442-16.9.1414
- Rittenour, T. M., Brigham-Grette, J., Mann, M. E., 2000. El Nino-like climate teleconnections in New England during the late Pleistocene. *Science* 288 (5468), 1039-1042. doi: 10.1126/science.288.5468.1039
- Rivera, P., 1981. Beitrage zur Taxonomie und Verbreitung de Gattung *Thalassiosira* Cleve (Bacillanophyceae) in den Kiistengewassern Chiles.- *Biblioth. Phycol.* 56, 1-220. J. Crarnar, Vaduz.
- Robbins, J.A., Edgington, D.N., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica Cosmochimica Acta* 39, 285–304. doi: 10.1016/0016-7037(75)90198-2
- Robbins, J. A., Krezoski, J. R., Mozley, S. C., 1977. Radioactivity in sediments of the Great Lakes: post-depositional redistribution by deposit-feeding organisms. *Earth and Planetary Science Letters* 36 (2), 325-333. doi: 10.1016/0012-821X(77)90217-5
- Robinson, R. S., Mix, A., Martinez, P., 2007. Southern Ocean control on the extent of denitrification in the southeast Pacific over the last 70ka. *Quaternary Science Reviews* 26 (1), 201-212. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.08.005
- Robinson, R. S., Kienast, M., Luiza Albuquerque, A., Altabet, M., Contreras, S., De Pol-Holz, R., Dubois, N., François, R., Galbraith, E., Hsu, T.-C., Ivanochko, T., Jaccard, S., Kao, S.-J., Kiefer, T., Kienast, S., Lehmann, M., Martinez, P., McCarthy, M., Möbius, J., Pedersen, T., Quan, T.M., Ryabenko, E., Schmittner, A., Schneider, R., Schneider-Mor, A., Shigemitsu, M., Sinclair, D., Somes, C., Studer, A., Thinell, R., Yang, J. Y., 2012. A review of nitrogen isotopic alteration in marine sediments. *Paleoceanography* 27 (4), PA4203. doi: 10.1029/2012PA002321
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516–520. doi: 10.1126/science.283.5401.516
- Rödenbeck C., Le Quéré C., Heimann M., Keeling R.F., 2008. Interannual variability in oceanic biogeochemical processes inferred by inversion of atmospheric O₂/N₂ and CO₂ data. *Tellus Series B-Chemistry Physics Meteorology* 60, 685–705.
- Romero, O., Lange, C.B., Fischer, G., Treppke, U.F., Wefer, G., 1999. Variability in export production documented by downward fluxes and species composition of marine planktonic diatoms: Observations from the tropical and equatorial Atlantic. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography, Examples from the South Atlantic*. Springer, Berlin, pp. 365-392.
- Romero, O., Hebbeln, D., Wefer, G., 2001. Temporal and spatial distribution in export production in the SE Pacific Ocean: evidence from siliceous plankton fluxes and surface sediment assemblages. *Deep Sea Research I* 48, 2673-2697. doi: 10.1016/S0967-0637(01)00037-1
- Romero, O. E., Lange, C. B., Wefer, G., 2002. Interannual variability (1988–1991) of siliceous phytoplankton fluxes off northwest Africa. *Journal of Plankton Research* 24 (10), 1035-1046. doi: 10.1093/plankt/24.10.1035
- Romero, O., Hebbeln, D., 2003. Biogenic silica and diatom thanatocoenosis in surface sediments below the Peru-Chile Current: controlling mechanisms and relationship with productivity of surface waters. *Marine Micropaleontology* 48, 71-90. doi: 10.1016/S0377-8398(02)00161-5

- Romero, O. E., Armand, L. K., Crosta, X., Pichon, J. J., 2005. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/Subtropical species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 223 (1), 49-65. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.03.027
- Romero, O. E., Kim, J. H., Hebbeln, D., 2006. Paleoproductivity evolution off central Chile from the Last Glacial Maximum to the Early Holocene. *Quaternary Research* 65 (3), 519-525. doi:10.1016/j.yqres.2005.07.003
- Romero, O. E., Thunell, R. C., Astor, Y., Varela, R., 2009. Seasonal and interannual dynamics in diatom production in the Cariaco Basin, Venezuela. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 56 (4), 571-581. doi: 10.1016/j.dsr.2008.12.005
- Romero, O. E., 2010. Changes in style and intensity of production in the Southeastern Atlantic over the last 70,000 yr. *Marine Micropaleontology* 74 (1), 15-28. doi: 10.1016/j.marmicro.2009.11.001
- Routson, C. C., Woodhouse, C. A., Overpeck, J. T., 2011. Second century megadrought in the Rio Grande headwaters, Colorado: How unusual was medieval drought? *Geophysical Research Letters* 38 (22), L22703. doi: 10.1029/2011GL050015
- Russell, J.M., Johnson, T.C., Talbot, M.R., 2003. A 725 yr cycle in the climate of central Africa during the late Holocene. *Geology* 31 (8), 677-680. doi: 10.1130/G19449.1

S

- Sachs, J. P., Schneider, R. R., Eglinton, T. I., Freeman, K. H., Ganssen, G., McManus, J. F., Oppo, D. W., 2000. Alkenones as paleoceanographic proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1 (11), 1035. doi: 10.1029/2000GC000059
- Sachs, J.P., Sachse, D., Smittenberg, R.K., Zhang, Z., Battisti, D.S., Golubic, S., 2009. Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400-1850. *Nature Geoscience* 2, 519-525. doi: 10.1038/NGEO554
- Sadekov, A.Y., Ganeshram, R., Pichevin, L., Berdin, R., McClymont, E., Elderfield, H., Tudhope, A.W., 2013. Palaeoclimate reconstructions reveal a strong link between El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific mean state. *Nature Communications* 4: 2692. doi: 10.1038/ncomms3692
- Saenger, C., Chang, P., Ji, L., Oppo, D.W., Cohen, A.L., 2009. Tropical Atlantic climate response to low-latitude and extratropical sea-surface temperature: a Little Ice Age perspective. *Geophysical Research Letters* 36, L11703. doi: 10.1029/2009GL038677
- Salvatteci, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Bouloubassi, I., Boussafir, M., Boucher, H., Cetin, F., 2014. The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Climate of the Past* 10 (2), 715-731. doi: 10.5194/cp-10-715-2014
- Sánchez, G. E., Lange, C. B., González, H. E., Vargas, G., Muñoz, P., Cisternas, C., Pantoja, S., 2012. Siliceous microorganisms in the upwelling center off Concepción, Chile (36° S): Preservation in surface sediments and downcore fluctuations during the past 150 years. *Progress in Oceanography* 92, 50-65. doi: 10.1016/j.pocean.2011.07.014
- Sandweiss, D. H., III, J. B. R., Reitz E.J., Rollins H.B., Maasch K.A., 1996. Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years BP Onset of El Niño. *Science* 273, 1531-1533. doi:10.1126/science.273.5281.1531
- Sar, E., Sunesen, I., Castaños, C., 2001. Marine diatoms from Buenos Aires coastal waters (República Argentina). I. Thalassiosiraceae. *Nova Hedwigia* 73, 199-228 (2001).
- Sar, E., Sunesen, I., Lavigne, A.S., 2002. The diatom genus *Thalassiosira*: species from the northern San Matías Gulf (Río Negro, Argentina). *Nova Hedwigia* 74, 373-386.
- Sarmiento, J. L., Gruber, N., Brzezinski, M. A., Dunne, J. P., 2004. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature* 427 (6969), 56-60. doi:10.1038/nature02127

- Sarno, D., Kooistra, W.H.C.F., Medlin, L.K., Percopo, I., Zingone, A., 2005. Diversity in the genus *Skeletonema* (Bacillariophyceae). II. An assessment of the taxonomy of *S. costatum*-like species with the description of four new species. *Journal of Phycologia* 41, 151-176.
- Sarnthein, M., Grootes, P. M., Holbourn, A., Kuhnt, W., Kühn, H., 2011. Tropical warming in the Timor Sea led deglacial Antarctic warming and atmospheric CO₂ rise by more than 500 yr. *Earth and Planetary Science Letters* 302 (3), 337-348. doi: 10.1016/j.epsl.2010.12.021
- Scheidegger, K. F., Krissek, L. A., 1982. Dispersal and deposition of eolian and fluvial sediments off Peru and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 93 (2), 150-162. doi:10.1130/0016-7606(1982)93<150
- Schiebel, R., Zeltner, A., Treppke, U.F., Waniek, J.J., Bollmann, J., Rixen, T., Hemleben, C., 2004. Distribution of diatoms, coccolithophores and planktic foraminifers along a trophic gradient during SW monsoon in the Arabian Sea. *Marine Micropaleontology* 51 (3), 345-371. doi: 10.1016/j.marmicro.2004.02.001
- Schmidt, S., Harlay, J., Borges, A.V., Groom, S., Delille, B., Roevros, N., Christodoulou, S., Chou, L., 2013. *Journal of Marine Systems* 109-110, S 182-190. doi: 10.1016/j.jmarsys.2011.12.005
- Schmittner, A., Appenzeller, C., Stocker, T.F., 2000. Enhanced Atlantic freshwater export during El Niño. *Geophysical Research Letters* 27, 1163–1166. doi: 10.1029/1999GL011048
- Schmittner, A., Clement, A. C., 2002. Sensitivity of the thermohaline circulation to tropical and high latitude freshwater forcing during the last glacial-interglacial cycle. *Paleoceanography* 17 (0). doi: 10.1029/2000PA000591
- Schmittner, A., Oschlies, A., Giraud, X., Eby, M., Simmons, H. L., 2005. A global model of the marine ecosystem for long-term simulations: Sensitivity to ocean mixing, buoyancy forcing, particle sinking, and dissolved organic matter cycling. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (3), GB3004. doi: 10.1029/2004GB002283
- Schrader, H., Kelts, K., Curray, J., Moore, D., Aguayo, E., Aubry, M. P., Einsele, G., Fornari, D., Gieskes, J., Guerrero, J., Kastner, M., Lyle, M., Matoba, Y., Molina-Cruz, A., Niemitz, J., Rueda J., Saunders, A., Simoneit, B., Vaquier, V., 1980. Laminated diatomaceous sediments from the Guaymas Basin slope (central Gulf of California): 250,000-year climate record. *Science* 207 (4436), 1207-1209. doi: 10.1126/science.207.4436.1207
- Schrader, H., Sorknes, R., 1990. 23. Spatial and temporal variation of Peruvian coastal upwelling during the latest Quaternary. In: Suess, E., von Huene, R., et al., 1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Schrader, H., Sorknes, R., 1991. Peruvian coastal upwelling: Late Quaternary productivity changes revealed by diatoms. *Marine Geology* 97, 233-249. doi: 10.1016/0025-3227(91)90118-N
- Schrader, H., 1992. Comparison of Quaternary coastal upwelling proxies off central Peru. *Marine Micropaleontology* 19 (1), 29-47. doi: 10.1016/0377-8398(92)90020-K
- Schuette, G., Schrader, H., 1981. Diatom taphocoenoses in the coastal upwelling area off South West Africa. *Marine Micropaleontology* 6 (2), 131-155. doi: 10.1016/0377-8398(81)90002-5
- Scholz, F., McManus, J., Mix, A. C., Hensen, C., Schneider, R. R., 2014. The impact of ocean deoxygenation on iron release from continental margin sediments. *Nature Geoscience* 7, 433-437. doi: 10.1038/ngeo2162
- Schulz, H., von Rad, U., Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature* 393, 54-57. doi:10.1038/31750
- Shukla, J., Paolino, D.A., 1983. The southern oscillation and longrange forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Monthly Weather Review* 111, 1830–1837. doi: 10.1175/1520-0493(1983)111<1830:TSOALR>2.0.CO;2
- Sicre, M.-A., Jacob, J., Ezat, U., Rousse, S., Kissel, C., Yiou, P., Eiriksson, J., Knudsen, K. L., Jansen, E., Turon, J.-L., 2008. Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 137-142. doi: 10.1016/j.epsl.2008.01.011

- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423 (6942), 853-858. doi:10.1038/nature01690
- Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velasco, F., Field, D.B., Vargas, G., Boussafir, M., Salvatecci, R., Ferreira, V., Garcia, M., Valdés, J., Caquineau, S., Mandeng-Yogo, M., Solis, J., Soler, P., Baumgartner, T., 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: a 500-year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography* 79, 190-197. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.024
- Sigman, D. M., McCorkle, D. C., Martin, W. R., 1998. The calcite lysocline as a constraint on glacial/interglacial low-latitude production changes. *Global Biogeochemical Cycles* 12 (3), 409-427. doi: 10.1029/98GB01184
- Sigman, D. M., Boyle, E. A. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407 (6806), 859-869. doi: 10.1038/35038000
- Singler, H. R., Villareal, T. A., 2005. Nitrogen inputs into the euphotic zone by vertically migrating *Rhizosolenia* mats. *Journal of Plankton Research* 27 (6), 545-556. doi: 10.1093/plankt/fbi030
- Sirocko, F., Sarinthein M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M., Duplessy, J.-C., 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. *Nature* 364, 322-324. doi:10.1038/364322a0
- Smith, S. L., 2001. Understanding the Arabian Sea: reflections on the 1994-1996 Arabian Sea expedition. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 48 (6), 1385-1402.
- Solanki, S. K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084-1087. doi:10.1038/nature02995.
- Stickley, C. E., Pike, J., Leventer, A., Dunbar, R., Domack, E. W., Brachfeld, S., Manley, P., McClennan, C., 2005. Deglacial ocean and climate seasonality in laminated diatom sediments, Mac. Robertson Shelf, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 227 (4), 290-310. doi:10.1016/j.palaeo.2005.05.021
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R., 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297 (5579), 222-226. doi: 10.1126/science.1071627
- Stramma, L., Johnson, G.C., Sprintall, J., Mohrholz, V., 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science* 320, 655-658. doi: 10.1126/science.1153847
- Strub, P.T., Mesias, J.M., Montecino, V., Rutllant, J., Salinas, S., 1998. Coastal ocean circulation off Western South America (coastal segment). In: Robinson A., Brink K. (Eds) *The Global Coastal Ocean*. Wiley, New York.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 N18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research* 44, 341-354. doi:10.1006/qres.1995.1079
- Sundström, B.G., 1986. The marine diatom genus *Rhizosolenia*. A new approach to the taxonomy. University of Lund, Sweden, PhD thesis.
- Sunesen, I., Hernández-Becerril, D.U., Sar, E.A., 2008. Marine diatoms from Buenos Aires coastal waters (Argentina). V. Species of the genus *Chaetoceros*. *Revista de Biología Marina y Oceanografía* 43, 303-326.
- Suthhof, A., Ittekkot, V., Gaye-Haake, B., 2001. Millennial-scale oscillation of denitrification intensity in the Arabian Sea during the Late Quaternary and its potential influence on atmospheric N₂O and global climate. *Global Biogeochemical Cycles* 15 (3), 637-649. doi: 10.1029/2000GB001337
- Svensmark, H., 1998. Influence of Cosmic rays on Climate. *Physical Reviews Letters* 81, 5027.

- Swingedouw, D., Terray, L., Cassou, C., Voldoire, A., Salas-Mélia, D., Servonnat, J., 2011. Natural forcing of climate during the last millennium: fingerprint of solar variability. Low frequency solar forcing and NAO. *Climate Dynamics* 36, 1349-1364. doi: 10.1007/s00382-010-0803-5

T

- Tam J., Taylor M.H., Blaskovic V., Espinoza P., Ballon R.M., Diaz E., Wosnitza-Mendo C., Argüelles J., Purca S., Ayon P., Quipuzcoa L., Gutiérrez D., Goya E., Ochoa N., Wolff M., 2008. Trophic modeling of the Humboldt Current Ecosystem, part 1: comparing trophic linkages under La Niña and El Niño conditions. *Progress in Oceanography* 79, 352-365. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.007
- Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White J.W.C., Barlow, L.K., 1993. The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. *Nature* 361, 432-436. doi:10.1038/361432a0
- Thomas, A. C., Blanco, J.L., Carr, M.E., Strub, P.T., Osses, J., 2001. Satellite-measured chlorophyll and temperature variability off northern Chile during the 1996-1998 La Niña and El Niño. *Journal of Geophysical Research* 106(C1), 899-915. doi: 10.1029/1999JC000052
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H., Davis, M., León, B., Les, D., Lin, P.-N., Mashiotto, T., Mountain, K., 2006. Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103 (28), 10536-10543. doi: 10.1073/pnas.0603900103
- Timmermann, A., An, S.-I., Krebs, U., Goosse, H., 2005. ENSO suppression due to weakening of the North Atlantic Thermohaline Circulation. *Journal of Climate* 18, 3122-3139. doi: 10.1175/JCLI3495.1
- Timmermann, A., Okumura, Y., An, S.-I., Clement, A., Dong, B., Guilyardi, E., Hu, A., Jungclaus, J.H., Renold, M., Stocker, T.F., Stouffer, R.J., Sutton, R., Xie, S.-P., Yin, J., 2007. The influence of a weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. *Journal of Climate* 20, 4899-4919. doi: 10.1175/JCLI4283.1
- Tinsley, B.A., 2000. Influence of Solar Wind on the Global Electric Circuit, and Inferred Effects on Cloud Microphysics, Temperature, and Dynamics in the Troposphere. *Space Science Reviews* 94 (1), 231-258. doi: 10.1023/A:1026775408875
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (2), Q02004. doi: 10.1029/2006GC001393
- Toggweiler, J., Dixon, K., Broecker, W., 1991. The Peru upwelling and the ventilation of the South Pacific thermocline. *Journal of Geophysical Research* 96, 20467-20497. doi: 10.1029/91JC02063
- Toggweiler, J.R., Carson, S., 1995. What are upwelling systems contributing to the ocean's carbon and nutrient budgets? In: *Upwelling in the ocean: modern processes and ancient records*. Edited by C.P. Summerhayes, K.-C. Emeis, M.V. Angel, R.L. Smith and B. Zeitzschel. Published by John Wiley and Sons Ltd.
- Toggweiler, J. R., 1999. Variation of atmospheric CO₂ by ventilation of the ocean's deepest water. *Paleoceanography* 14 (5), 571-588. doi: 10.1029/1999PA900033
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 61-78.
- Toth, L.T., Aronson, R.B., Vollmer, S.B., Hobbs, J.W., Urrego, D.H., Cheng, H., Enochs, I.C., Combosch, D.J., van Woesik, R., MacIntyre, I.G., 2012. ENSO drove 2500-year collapse of eastern Pacific coral reefs. *Science* 337, 81-84. doi: 10.1126/science.1221168
- Toyoda, T., Masuda, S., Sugiura, N., Mochizuki, T., Igarashi, H., Kamachi, M., Ishikawa, Y., Awaji, T., 2009. A possible role for unstable coupled waves affected by resonance between Kelvin waves and seasonal warming in the development of the strong 1997-1998 El Niño. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 56 (4), 495-512. doi: 10.1016/j.dsr.2008.12.002

- Trenberth, K.E., Hoar, T.J., 1997. El Niño and climate change. *Geophysical Research Letters* 24, 3057-3060. doi: 10.1029/97GL03092
- Trenberth, K. E., Branstator, G. W., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N. C., Ropelewski, C., 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 103(C7), 14291-14324. doi: 10.1029/97JC01444
- Treppke, U. F., Lange, C. B., Donner, B., Fischer, G., Ruhland, G., Wefer, G., 1996. Diatom and silicoflagellate fluxes at the Walvis Ridge: an environment influenced by coastal upwelling in the Benguela system. *Journal of Marine Research* 54 (5), 991-1016. doi: 10.1357/0022240963213655
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 5923. doi:10.1126/science.1166349
- Tudhope, A.W., Chilcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Chappell, J., Ellam, R.M., Lea, D.W., Lough, J.M., and Shimmield, G.B., 2001. Variability in the El Niño–Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science* 291, 1511–1517. doi: 10.1126/science.1057969
- Turco, R. P., Zhao, J.-K., Yo, F., 1998. A New Source of Tropospheric Aerosols: Ion-Ion Recombination. *Geophysical Research Letters* 25, 635-638. doi: 10.1029/98GL00253
- Twilley, R. R., Cárdenas, W., Rivera-Monroy, V. H., Espinoza, J., Suescum, R., Armijos, M. M., Solórzano, L., 2001. The Gulf of Guayaquil and the Guayas river estuary, Ecuador. In *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*, 245-263. Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-662-04482-7_18

V

- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J.M., Cannariato, K.G., Carriquiry, J., Dean, W.E., Eakins, B.W., Ortiz, J.D., Pike, J., 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* 18 (4), 1098. doi:10.1029/2003PA000911
- Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J.-J., Bertaux, J., Pujos, M., 2004. Sedimentary facies and high-resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology* 211, 79-99. doi:10.1016/j.margeo.2004.05.032
- Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17–24 S). *Earth and Planetary Science Letters* 249 (3), 467-483. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.022
- Vargas, G., Pantoja, S., Rutland, J.A., Lange, C.B., Ortlieb, L., 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile current since late 19th century. *Geophysical Research Letters* 34, L13607. doi:10.1029/2006GL028812
- Vecchi, G. A., Soden, B. J., Wittenberg, A. T., Held, I. M., Leetmaa, A., Harrison, M. J., 2006. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature* 441 (7089), 73-76. doi:10.1038/nature04744
- Vecchi, G. A., Soden, B. J., 2007. Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate* 20 (17), 4316-4340. doi: 10.1175/JCLI4258.1
- Verdon, D. C., Franks, S. W., 2006. Long-term behaviour of ENSO: Interactions with the PDO over the past 400 years inferred from paleoclimate records. *Geophysical Research Letters* 33 (6), L06712. doi: 10.1029/2005GL025052
- Viana, J. C. C., Sifeddine, A., Turcq, B., Albuquerque, A. L. S., Moreira, L. S., Gomes, D. F., Cordeiro, R. C., 2014. A late Holocene paleoclimate reconstruction from Boqueirão lake sediments, northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415, 117-126. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.07.010
- Villareal, T. A., Carpenter, E. J., 1989. Nitrogen fixation, suspension characteristics, and chemical composition of *Rhizosolenia* mats in the central North Pacific gyre. *Biological Oceanography* 6 (3-4), 327-345. doi: 10.1080/01965581.1988.10749535

- Vinther, B.M., Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Buchardt, S.L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I.K., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Svensson, A., Olsen, J., Heinemeier, J., 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, D13102. doi: 10.1029/2005JD006921
- von Breymann, M. T., Emeis, K. C., Camerlenghi, A., 1990. Geochemistry of sediments from the Peru upwelling area: results from sites 680, 682, 685, and 6881. In: Suess, E., von Huene, R., et al. (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results* 112, 491-503.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14 (2), 73-81. doi: 10.1007/s003820050210
- von Rad, U., Schulz, H., Khan, A. A., Ansari, M., Berner, U., Čepek, P., Cowie, G., Dietrich, P., Erlenkeuser, H., Geyh, M., Jennerjahn, T., Lückge, A., Marchig, V., Riech, V., Rösch, H., Schäfer, P., Schulte, S., Sirocko, F., Tahir, M., Weiss, W., 1995. Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: glacial-interglacial variations of anoxia and productivity (preliminary results, SONNE 90 cruise). *Marine Geology* 125 (1), 7-19. doi:10.1016/0025-3227(95)00051-Y
- Vörösmarty, C. J., Moore, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson, B. J., Rastetter, E.B., Steudler, P. A., 1989. Continental scale models of water balance and fluvial transport: an application to South America. *Global Biogeochemical Cycles* 3 (3), 241-265. doi: 10.1029/GB003i003p00241

W

- Wada, E., Hattori, A., 1978. Nitrogen isotope effects in the assimilation of inorganic nitrogenous compounds by marine diatoms. *Geomicrobiology Journal* 1 (1), 85-101. doi: 10.1080/01490457809377725
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R., Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3-17. doi: 10.1002/jqs.1227.
- Walker, M. J. C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27 (7), 649-659. doi: 10.1002/jqs.2565
- Wang, B., Clemens, S.C., Liu, P., 2003. Contrasting the Indian and Asian monsoons: implications on geologic timescales. *Marine Geology* 201, 5-21. doi: 10.1016/S0025-3227(03)00196-8
- Wang, C., Fiedler, P. C., 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69 (2), 239-266. doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.004
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters* 34, L23701. doi: 10.1029/2007GL031149
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. C., Dorale, J. A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science* 294 (5550), 2345-2348. doi: 10.1126/science.1064618
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M.J., Dykoski, C.A., Li, X., 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science* 308, 854-857. doi: 10.1126/science.1106296

- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Colin Prentice, I., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27 (19), 1791-1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013
- Waser, N. A. D., Harrison, P. J., Nielsen, B., Calvert, S. E., Turpin, D. H., 1998. Nitrogen isotope fractionation during the uptake and assimilation of nitrate, nitrite, ammonium, and urea by a marine diatom. *Limnology and Oceanography* 43 (2), 215-224. doi: 10.4319/lo.1998.43.2.0215
- Wassenburg, J.A., Immenhauser, A., Richter, D.K., Niedermayr, A., Riechelmann, S., Fietzke, J., Scholz, D., Jochum, K.P., Fohlmeister, J., Schröder-Ritzau, A., Sabaoui, A., Riechelmann, D.F.C., Schneider, L., Esper, J., 2013. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 291-302. doi: 10.1016/j.epsl.2013.05.048
- Watson, A. J., Naveira Garabato, A. C., 2006. The role of Southern Ocean mixing and upwelling in glacial-interglacial atmospheric CO₂ change. *Tellus B* 58 (1), 73-87. doi: 10.1111/j.1600-0889.2005.00167.x
- Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U., Mitrovica, J. X., 2003. Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science* 299 (5613), 1709-1713. doi: 10.1126/science.1081002
- Wei, K., Gasse, F., 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quaternary Science Reviews* 18, 1315-1334. doi:10.1016/S0277-3791(98)00115-2
- Wells, L.E., 1990. Holocene history of the El Niño phenomenon as recorded in flood sediments of northern coastal Peru. *Geology* 18, 1134-1137. doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<1134:HHOTEN>2.3.CO;2
- Weng, H., Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Yamagata, T., 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics* 29, 113-129. doi: 10.1007/s00382-007-0234-0
- Willson, R.C., Hudson, H.S., 1988. Solar luminosity variations in solar cycle 21. *Nature* 332, 810-812. doi: 10.1038/332810a0
- Wolf, A., 2002. Zeitliche Variationen im peruanischen Küstenauftrieb seit dem letzten glazialen Maximum-Steuerung durch globale Klimadynamik. University of Kiel, Germany, PhD thesis.
- Wolff, C., Haug, G.H., Timmermann, A., Sinninghe Damsté, J.S., Brauer, A., Sigman, D.M., Cane, M.A., Verschuren, D., 2011. Reduced interannual rainfall variability in East Africa during the Little Ice Age. *Science* 333, 743-747. doi: 10.1126/science.1203724
- Woodroffe, C. D., Gagan, M. K., 2000. Coral microatolls from the central Pacific record late Holocene El Niño. *Geophysical Research Letters* 27 (10), 1511-1514. doi: 10.1029/2000GL011407
- Woodroffe, C. D., Beech, M.R., Gagan, M.K., 2003. Mid-late Holocene El Niño variability in the equatorial Pacific from coral microatolls. *Geophysical Research Letters* 30 (7), 1358. doi:10.1029/2002GL015868, 2003
- Wu, L., He, F., Liu, Z., 2005. Coupled ocean-atmosphere response to north tropical Atlantic SST: Tropical Atlantic dipole and ENSO. *Geophysical Research Letters* 32, L21712. doi: 10.1029/2005GL024222
- Wyrtki, K., 1966. Oceanography of the eastern Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review* 4, 33-68.
- Wyrtki, K., 1981. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 11, 1205-1214. doi: 10.1175/1520-0485(1981)011

X

- Xiang, B., B. Wang, T. Li, 2012. A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific Warming after the late 1990s. *Climate Dynamics* 41, 1-14. doi: 10.1007/s00382-012-1427-8

- Xie, S.P., Miyama, T., Wang, Y., Xu, H., de Szoeko, S.P., Small, R.J.O., Richards, K.J., Mochizuki, T., Awaji, T., 2007. A regional ocean-atmosphere model for eastern Pacific climate: Toward reducing tropical biases. *Journal of Climate* 20, 1504-1522. doi: 10.1175/JCLI4080.1

Y

- Yan, H., Sun, L., Wang, Y., Huang, W., Qiu, S., Yang, C., 2011. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nature Geoscience* 4 (9), 611-614. doi: 10.1038/NGEO1231
- Yang, Q. Z., Mayewski, P. A., Linder, E., Whitlow, S., Twickler, M., 1996. Chemical species spatial distribution and relationship to elevation and snow accumulation rate over the Greenland Ice Sheet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 101 (D13), 18629-18637. doi: 10.1029/96JD01061
- Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte, B., Kwon, M. H., Kirtman, B. P., Jin, F. F., 2009. El Niño in a changing climate. *Nature* 461 (7263), 511-514. doi:10.1038/nature08316
- Yu, J., Anderson, R. F., Jin, Z., Menviel, L., Zhang, F., Ryerson, F. J., Rohling, E. J., 2014. Deep South Atlantic carbonate chemistry and increased interocean deep water exchange during last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 90, 80-89. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.02.018
- Yu, J.-Y., Kim, S.T., 2010. Three evolution patterns of Central-Pacific El Niño. *Geophysical Research Letters* 37, L08706. doi:10.1029/2010GL042810
- Yuan, X., 2004. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science* 16, 415-425. doi: 10.1017/S0954102004002238

Z

- Zebiak, S. E., Cane, M. A., 1987. A Model El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 115 (10), 2262-2278. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<2262:AMENO>2.0.CO;2
- Ziegler, M., Tuenter, E., Lourens, L. J., 2010. The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). *Quaternary Science Reviews* 29 (11), 1481-1490. doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.011
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R.L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X., Liu, J., An, C., Dai, Z., Zhou, J., Zhang, D., Jia, J., Jin, L., Johnson, K.R., 2008. A test of climate, sun and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science* 322, 940-942. doi: 10.1126/science.1163965
- Zhang, R.-H., Levitus, S., 1997. Structure and cycle of decadal variability of upper-ocean temperature in the North Pacific. *Journal of Climate* 10, 710-727. doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<0710:SACODV>2.0.CO;2
- Zhang, R., Delworth, T. L., 2005. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate* 18 (12), 1853-1860. doi: 10.1175/JCLI3460.1
- Zhou, H., Zhao, J., Feng, Y., Gagan, M.K., Zhou, G., Yan, J., 2008. Distinct climate change synchronous with Heinrich event one, recorded by stable oxygen and carbon isotopic compositions in stalagmites from China. *Quaternary research* 69, 306-315. doi: 10.1016/j.yqres.2007.11.001
- Zhou, J., Lau, K. M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11 (5). doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2
- Ziveri, P., Thunell, R. C., Rio, D., 1995. Export production of coccolithophores in an upwelling region: results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands. *Marine Micropaleontology* 24 (3), 335-358. doi: 10.1016/0377-8398(94)00017-H

Liste des annexes

Annexe A: Estimation des taux de sédimentation à partir de l'activité du plomb (méthode décrite dans Schmidt et al., 2013)	235
Annexe B: Liste des diatomées par groupe écologique.....	239
1) <i>Diatomées d'upwelling</i>	239
a) <i>Diatomées d'upwelling côtier</i>	239
b) <i>Diatomées d'upwelling équatorial</i>	239
2) <i>Diatomées méroplanctoniques</i>	239
3) <i>Diatomées subtropicales</i>	240
4) <i>Diatomées benthiques</i>	241
Annexe C: Protocole de préparation des lames pour observation des diatomées (d'après Rathburn et al., 1997)	243
Annexe D: Principe de l'extraction et de l'analyse des alcénones	245
Annexe E : Données des carottes pilotes	247
1) <i>Carotte pilote M772-024-5</i>	247
a) <i>Diatomées</i>	247
b) <i>Analyses géochimiques</i>	251
2) <i>Carotte pilote M772-005-3</i>	255
a) <i>Diatomées</i>	255
b) <i>Analyses géochimiques</i>	259
3) <i>Carotte pilote M772-003-2</i>	263
a) <i>Diatomées</i>	263
b) <i>Analyses géochimiques</i>	269
Annexe F : Données de la carotte piston M772-003-2.....	275
1) <i>Diatomées</i>	275
2) <i>Analyses géochimiques</i>	285
Annexe G : Méthodes pour séparer les variations sub-décennales des variations à plus long-terme	295

Les données suivantes sont disponibles sur demande :

- Résultats de l'analyse en composantes principales des assemblages de diatomées sur toutes les carottes
- Données géochimiques (TN, C_{org}, C/N, abondance des alcénones, SST) des carottes pilote
- Données géochimiques (TN, C_{org}, C/N, abondance des alcénones, SST) de la carotte piston M772-003-2 antérieures à 3000 ans BP
- $\delta^{15}\text{N}$ mesuré sur la carotte piston M772-003-2
- Données micropaléontologiques et géochimiques de la carotte piston M772-029-3

Si vous souhaitez obtenir les tableaux de données correspondant, veuillez contacter Sophie Fleury, Philippe Martinez ou Xavier Crosta aux adresses suivantes :

Sophie Fleury :

Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 EPOC
Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France.
Email: sophie.fleury@u-bordeaux.fr
Tel : +33 (0)5 40 00 89 23

Philippe Martinez :

Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 EPOC
Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France.
Email : philippe.martinez@u-bordeaux.fr
Tel : +33 (0)5 40 00 29 66

Xavier Crosta :

Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 EPOC
Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France.
Email : xavier.crosta@u-bordeaux.fr
Tel : +33 (0)5 40 00 33 18

Annexes

Annexe A: Estimation des taux de sédimentation à partir de l'activité du plomb (méthode décrite dans Schmidt et al., 2013)

Le taux de sédimentation des carottes pilotes a été estimé en mesurant l'activité du ^{210}Pb , radio-isotope naturel du plomb. Sa décroissance radioactive dépend du temps écoulé depuis le dépôt du sédiment, sachant que son temps de demi-vie est de 22,3 ans (Goldberg, 1963). Le ^{210}Pb présent dans la colonne d'eau est issu de la décroissance radioactive du ^{226}Ra . Or, le plomb est un élément facilement adsorbé par les particules. Le ^{210}Pb formé dans la colonne d'eau est alors entraîné vers le fond. Le plomb qui est ainsi incorporé au sédiment est qualifié de ^{210}Pb en excès ou $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Il se désintègre à son tour en suivant la relation :

$$A^t = A^0 e^{-\lambda t}$$

avec A^0 et A^t = activités du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (mBq.g^{-1}) aux temps 0 et t

t = âge de la couche sédimentaire

λ = constante de décroissance radioactive du ^{210}Pb (0.031 an^{-1})

L'activité du plomb a été mesurée par spectrométrie γ sur 1 g de sédiment lyophilisé. Nous avons ainsi obtenu un spectre sur lequel nous avons identifié et mesuré le pic correspondant au ^{210}Pb . Cette démarche a été appliquée à 6 échantillons de la carotte pilote M772-003-2, 4 de la carotte pilote M772-005-3 et 4 de la carotte pilote M772-024-5. Connaissant le temps de demi-vie du ^{210}Pb et son activité à deux profondeurs données, il est possible d'estimer le temps écoulé entre le dépôt de ces deux échantillons. Nous avons obtenu ainsi les taux de sédimentation pour les 10 premiers cm de chaque carotte pilote. Pour que cette information nous permette de dater nos échantillons, il faut connaître l'âge du sommet de la carotte. Or, des carottes multi-tubes ont été prélevées au même site et pendant la même mission que les carottes pilotes. Sachant que la mission a eu lieu en 2008 et que la surface des carottes multi-tubes est bien préservée, l'activité mesurée au sommet de chaque carotte multi-tubes représente l'activité du ^{210}Pb en 2008 au site de carottage considéré. L'âge du sommet de la carotte pilote correspondante peut en être déduit en comparant son activité avec celle du sommet de la carotte multi-tube, dont nous connaissons l'âge. Trois méthodes sont possibles pour calculer l'âge des points de mesure (Appleby et Oldfield, 1992):

- Le modèle CF:CS (Constant Flux and Constant Sedimentation) stipule que le taux d'accumulation est constant (Robbins et al., 1977). D'après ce modèle, le profil de décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en fonction de la profondeur est une courbe exponentielle qui suit la relation suivante :

$$A^t = A^0 e^{-\lambda(z/s)}$$

avec z = la profondeur de l'échantillon considéré (cm)

s = taux de sédimentation (cm.an^{-1})

La pente b de la courbe de décroissance est égale à λ/s , ce qui nous permet de calculer s . Connaissant s et l'âge au moment 0, il est alors possible de calculer l'âge t de chaque échantillon. Cependant le modèle CF:CS, qui par définition maintient un taux de sédimentation constant, ne peut être appliqué à des carottes sédimentaires dans lesquelles la densité varie. Or, les radiographies X de nos carottes montrent des variations marquées de densité dès les premiers cm. Nous n'avons donc pas appliqué le modèle CF:CS à nos carottes.

- Le modèle CRS (Constant Rate of Supply) pose l'hypothèse d'un flux constant de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ accompagné d'un taux de sédimentation variable (Appleby et Oldfield, 1978). D'après ce modèle :

$$I_z = I_0 e^{-\lambda t}$$

avec I_z l'inventaire de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ à une profondeur z et I_0 l'inventaire de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dans le sédiment de surface

L'âge à chaque profondeur z se calcule alors de la manière suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{I_0}{I_z} \right)$$

Le taux de sédimentation est ensuite obtenu avec la relation :

$$S = \frac{I_x}{A_x} \lambda$$

avec I_x la différence d'inventaire entre les deux points considérés et A_x la différence d'activité entre les deux mêmes points

Cependant, la méthode CRS nécessite la mesure de niveaux où l'activité n'est pas significative afin d'en déduire l'inventaire total de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Or, tous les niveaux mesurés sur les carottes pilotes M772-003-2 et M772-005-3 montrent des activités significatives.

- Enfin, le modèle CIC (Constant Initial Concentration) postule que l'activité initiale du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ est la même pour toutes les couches sédimentaires (Robbins et Edgington, 1975). L'âge de chaque point est alors calculé indépendamment des autres, suivant la relation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{A_0}{A} \right)$$

Nous avons choisi le modèle CIC pour estimer les taux de sédimentation de nos carottes car il présente l'avantage de tenir compte des variations d'apports sédimentaires représentées par les fluctuations de densité vues à travers les radiographies X. Nous avons ainsi obtenu les âges les taux de sédimentation moyens suivants : 0,07 cm.an⁻¹ (M772-003-2), 0,11 cm.an⁻¹ (M772-005-3) et 0,04 cm.an⁻¹ (M772-024-5).

Annexe B: Liste des diatomées par groupe écologique

1) Diatomées d'upwelling

a) Diatomées d'upwelling côtier

Resting spore (RS) *Chaetoceros affinis* Lauder 1864
RS *Chaetoceros cinctus* Gran 1897
RS *Chaetoceros coronatus* Gran 1897
RS *Chaetoceros debilis* Cleve 1894
RS *Chaetoceros diadema* (Ehrenberg) Gran 1897
RS *Chaetoceros radicans* Schütt 1895
RS *Chaetoceros didymus* Ehrenberg
RS *Chaetoceros* sp.1 Romero pers. comm
RS *Chaetoceros* sp.2 Romero pers. comm
RS *Chaetoceros* sp.3 Romero pers. comm.
Pseudonitzschia pungens (Cleve) Moreno et Licea comb. nov.
Skeletonema costatum (Greville) Cleve 1873
Skeletonema tropicum Cleve

b) Diatomées d'upwelling équatorial

Thalassionema nitzschioides var. *capitulata* Moreno-Ruiz et Licea 1995
Thalassionema nitzschioides var. *claviformis* (Schrader) Moreno-Ruiz et Carreño 1993
Thalassionema nitzschioides var. *inflata* Heiden et Kolbe 1928
Thalassionema nitzschioides var. *nitzschioides* (Grunow) Grunow 1881

2) Diatomées méroplanctoniques

Actinocyclus curvatulus Janisch 1878
Actinocyclus octonarius var. *octonarius* Ehrenberg 1838
Actinoptychus campanulifer Schmidt 1875
Actinoptychus minutus Greville 1866
Actinoptychus senarius (Ehrenberg) Ehrenberg 1838
Actinoptychus splendens (Shadbolt) Ralfs in Pritchard 1861
Actinoptychus vulgaris Schuman 1867
Coscinodiscus asteromphalus Ehrenberg 1844

Coscinodiscus concinnus Smith 1856
Coscinodiscus decrescens Grunow in Schmidt 1878
Coscinodiscus radiatus Ehrenberg 1939
Cyclotella caspia Grunow
Cyclotella litoralis Lange et Syvertsen 1989 (eaux saumâtres)
Cyclotella striata (Kützing) Grunow
Cyclotella stylorum Brightwell 1860
Ditylum brightwelli (West) Grunow ex Van Henrck 1885
Minidiscus chilensis (Rivera et Koch) 1984
Thalassiosira bulbosa Syvertsen et Hasle 1984
Thalassiosira oceanica Hasle 1983
Thalassiosira oestrupii (Ostenfeld) Proschkina-Lavrenko ex Hasle 1960
Thalassiosira pacifica Gran et Angst 1931
Thalassiosira simonsenii Hasle et Fryxell 1977
Thalassiosira weissflogii (Grunow) Fryxell et Hasle 1977

3) Diatomées subtropicales

Alveus marinus (Grunow) Kaczmarska et Fryxell 1996
Asteromphalus arachne Brébisson 1857
Asteromphalus flabellatus (Brébisson) Greville 1859
Asteromphalus heptactis (Brébisson) Ralfs in Pritchard 1861
Azpeitia africana (Janisch ex Schmidt) Fryxell et Watkins 1986
Azpeitia nodulifera (Schmidt) Fryxell et Sims 1986
Bacteriastrum spp. Shadboldt 1854
Fragilariopsis doliolus (Wallich) Medlin et Sims 1993
Glyphodesmis rhombica (Cleve) Simonsen 1974
Hemidiscus cuneiformis Wallich 1860
Nitzschia bicapitata Cleve 1901
N. interruptiata (Heiden) Simonsen 1974
Odontella longicruris (Greville) Hoban 1983
Planktoniella sol (Wallich) Schütt 1892
Proboscia alata Licea et Moreno comb.nov.
Pseudosolenia calcar-avis (Schultze) Sundström 1986
Rhizosolenia acicularis Sundström 1986
Rhizosolenia bergonii Peragallo 1892
Rhizosolenia decipiens Sundström 1986
Rhizosolenia hyalina Ostenfeld et Schmidt 1901

Roperia tessalata (Roper) Grunow ex Pelletan 1880-1885
Stellarima stellaris (Roper) Hasle et Sims 1986
Thalassionema bacillare (Heiden) Kolbe 1955
Thalassionema frauenfeldii (Grunow) Hallegraeff 1986
Thalassionema nitzschioides var. *parva* (Heiden) Moreno-Ruiz 1996
Thalassiosira eccentrica (Ehrenberg) Cleve 1904 (mode de vie cosmopolite)
Thalassiosira leptopus (Grunow) Hasle et Fryxell 1977
Thalassiosira lineata Jousé 1968
Thalassiosira mendiolana Hasle et Heimdal
Thalassiothrix longissima Cleve et Grunow in Cleve et Müller 1878

4) Diatomées benthiques

Amphora terroris Ehrenberg 1853
Biddulphia alternans (J.W. Bailey) Van Heurck 1880 (tychoplanctonique)
Catenula adhaerens Mereschowsky 1903
Cocconeis dirupta Gregory 1857
Cocconeis distans Gregory 1857
Cocconeis fluminensis (Grunow) Peragallo 1897
Cocconeis placentula Ehrenberg 1838
Cocconeis scutellum var. *scutellum* Ehrenberg 1838
Delphineis karstenii (Boden) Fryxell
Diplomenora spp. Balzé 1984
Grammatophora marina (Lyngbie) Kützing 1844
Gyrosigma macrum (Wm. Smith) Griffith et Henfrey 1856
Lyrella lyra (Ehrenberg) Karayeva 1978
Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve 1873 (tychoplanctonique)
Plagiogramma pulchellum Greville 1859
Plagiogrammopsis vanheurckii (Grunow) Hasle 1983
Pleurosigma directum Grunow 1880
Stephanopyxis palmeriana (Greville) Grunow 1844 (diatomée d'eau douce)
Surirella fastuosa var. *fastuosa* Ehrenberg 1840
Trachyneis aspera (Ehrenberg) Cleve 1984
Triceratium favus Ehrenberg 1839

Annexe C: Protocole de préparation des lames pour observation des diatomées (d'après Rathburn et al., 1997)

1. Le sédiment est séché à l'étuve.
2. 0,25 g de sédiment sec sont pesés dans un bécher puis recouverts d'une solution de H₂O₂ et de pyrophosphate de sodium. La solution détruit la matière organique et contribue à la séparation des valves de diatomées.
3. Le mélange de sédiment et de solution est chauffé au bain-marie (70°C) pour accélérer la réaction. Cette étape ne prend fin que lorsque l'effervescence cesse, ce qui se produit une fois que la matière organique est entièrement détruite.
4. La solution est rincée à l'eau distillée après une centrifugation de 5 min à 2000 tours/minute. Cette étape est répétée trois fois pour atteindre un pH neutre.
5. Le sédiment restant après l'attaque à l' H₂O₂ est dilué dans 50 mL d'eau distillée.
6. La solution est homogénéisée puis pipetée avec une pipette afin d'en prélever 125 µL. Cette étape doit être réalisée en évitant de créer une gyre pour que les diatomées les plus lourdes ne sédimentent pas plus rapidement que les autres et ne soient pas surreprésentées.
7. Deux gouttes de solution sont déposées sur une lamelle collée au fond d'une boîte de pétri et recouverte d'une fine couche d'eau.
8. La boîte de pétri est remplie d'eau distillée en un mouvement tournant qui favorise la dispersion des valves de diatomées.
9. Un bout de laine est déposé dans la boîte de pétri pour évacuer l'eau distillée. La laine doit avoir un faible diamètre pour éviter que l'eau s'évacue trop rapidement et déplace les valves de diatomées.
10. Le lendemain, la lamelle sèche est montée sur une lame à l'aide d'une colle séchant à la lumière. La colle doit être bien répartie sous la lamelle de façon à ne pas créer de bulle pouvant gêner l'observation. La lame est ensuite placée sous une lampe UV afin de faire sécher la colle en 15 minutes.

Trois lames doivent être réalisées par échantillon donc les étapes 6 à 10 doivent être répétées trois fois par échantillon. Les étapes 6 à 8 doivent être réalisées successivement pour chaque lame afin d'éviter que les diatomées les plus lourdes sédimentent avant la fin de la préparation et soient sous-représentées dans la dernière lame.

Annexe D: Principe de l'extraction et de l'analyse des alcénones

Les alcénones ont été extraits en utilisant une solution de dichlorométhane et de méthanol (9:1) comme solvant. La solution a été maintenue à une température de 100°C et une pression de 100 mbar afin d'accélérer la réaction. Une couche de 1 cm de gel de silice et de diatomées (Isolute HM-N) a été placée au fond de la cellule d'extraction. De 0,5 à 1g de sédiment broyé et homogénéisé ont été ajoutés à la cellule d'extraction. Celle-ci a ensuite été remplie jusqu'à son sommet par des diatomées. La cellule a ensuite été placée dans l'accélérateur d'extraction Dionex ASE 200 qui a procédé à l'extraction. Les alcénones extraits ont été ensuite purifiés et analysés à l'aide d'un chromatographe en phase gazeuse à double colonne (Agilent 6890N, figure D1). La première colonne permet d'obtenir les pics correspondant à tous les composés présents. La seconde colonne, séparée de la première par un dispositif qui coupe le signal, permet d'isoler les pics correspondant aux molécules qui nous intéressent. Cette méthode nous permet d'accroître la précision des mesures de surface des pics donc d'obtenir des concentrations plus précises. Les concentrations en alcénones ont été calculées en les normalisant par deux standards internes : Skagerrak et Standard $C_{27}C_{36}$ (10 µg/L de C_{27} et 10 µg/L de C_{36}) en utilisant la méthode décrite dans Blanz et al., 2005.

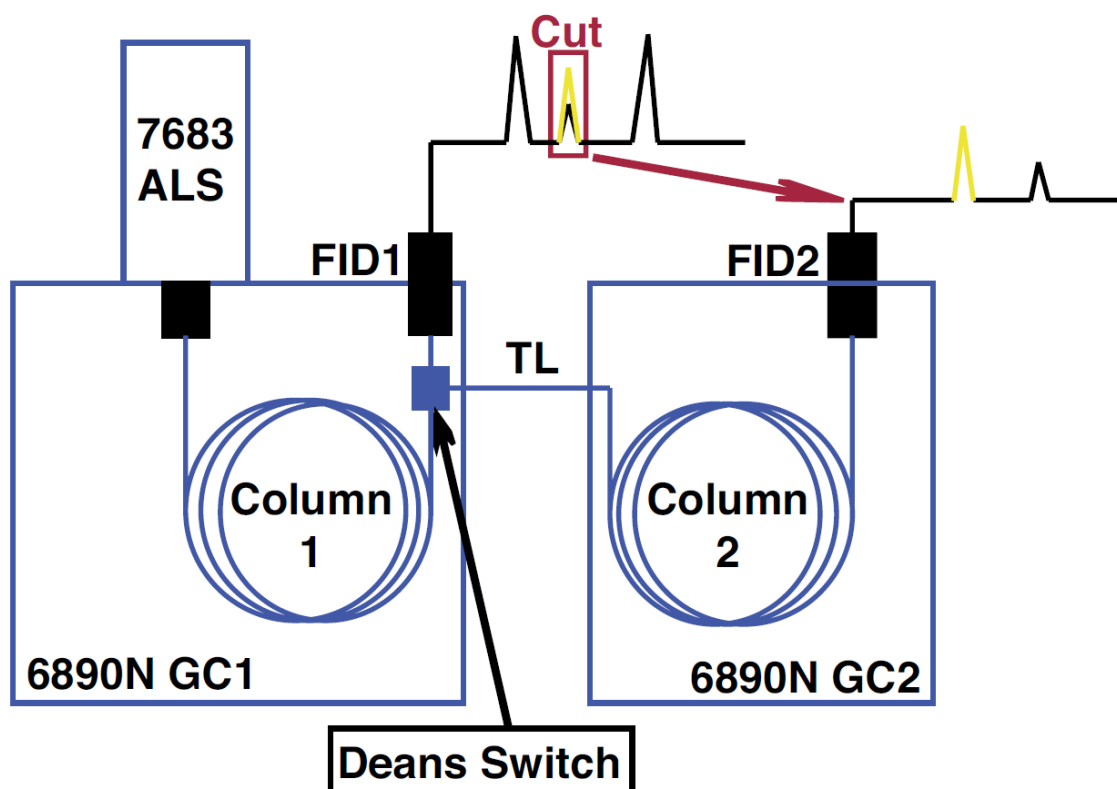


Figure D1: Principe du chromatographe en phase gazeuse (T. Blanz)

Annexe E : Données des carottes pilotes

1) Carotte pilote M772-024-5

a) Diatomées

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
0	-15.6	106	20	19
6	16.5	121	44	36
12	28.8	111	45	40
16	30.2	126	51	41
20	31.2	85	33	39
26	32.7	107	32	30
31	34.0	177	72	40
36	35.3	120	34	28
42	43.2	111	51	46
48	53.6	132	72	55
52	59.2	169	97	57
57	65.3	136	69	51
63	72.0	151	84	56
70	76.3	171	102	60
75	78.6	116	63	54
82	82.2	164	99	61
89	86.7	194	88	45
96	91.2	212	106	50
99	93.2	273	109	40
104	96.4	470	207	44
108	99.0	390	198	51
112	101.6	328	116	35
116	104.2	341	84	25
120	106.8	337	96	28

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
125	110.0	186	84	45
128	111.1	92	46	50
134	112.5	147	63	43
139	113.6	84	17	20
147	115.5	97	21	22
153	120.0	103	30	29
161	128.9	159	67	42
163	131.2	127	65	52
176	145.7	148	70	47
185	155.7	147	60	41
193	168.6	136	72	53
197	171.9	153	86	56
202	176.1	369	229	62
209	181.9	173	84	48
213	185.2	144	64	45
217	188.9	131	65	50
222	195.5	325	228	70
225	199.4	134	53	40
231	208.2	158	79	50
233	211.5	151	64	43
236	216.4	133	52	39
238	219.0	118	54	46
247	228.5	128	60	47
256	237.9	122	58	48
264	246.2	169	76	45
270	253.5	170	72	43
274	258.9	82	33	40
280	266.9	75	17	23
282	269.6	104	27	26
285	278.5	122	46	38
293	304.0	142	55	38

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
301	318.3	180	78	43
307	321.8	166	73	44
316	327.1	105	37	36
324	334.1	118	41	35
331	337.3	111	41	37
338	340.5	108	38	35
342	342.4	119	41	35
349	345.6	124	55	44
355	348.3	125	43	34
360	350.6	137	54	39
366	353.4	108	36	33
372	356.2	117	42	36
378	358.9	129	58	45
384	361.7	107	42	40
390	364.4	109	43	39
396	367.2	106	35	33
403	370.4	98	17	17
410	373.6	181	81	45
414	375.4	172	66	38
419	377.7	187	88	47
426	381.0	217	111	51
432	383.7	224	123	55
440	387.4	285	136	48
448	392.2	219	102	47
455	397.9	217	95	44
460	405.4	186	70	38
467	415.9	289	133	46
473	425.0	294	108	37
480	435.7	311	108	35
490	453.4	163	57	35
494	462.6	186	39	21

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> (10⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
500	476.2	133	35	27

b) Analyses géochimiques

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
0	-15.6	5.02
6	16.5	4.78
12	28.8	4.94
16	30.2	5.15
20	31.2	5.26
26	32.7	5.27
31	34.0	5.49
36	35.3	5.70
42	43.2	5.72
48	53.6	5.83
52	59.2	6.15
57	65.3	6.74
63	72.0	7.00
70	76.3	6.50
75	78.6	5.69
82	82.2	5.83
89	86.7	6.14
96	91.2	6.30
99	93.2	6.38
104	96.4	6.93
108	99.0	6.17
112	101.6	6.50
116	104.2	6.56
120	106.8	6.19
125	110.0	5.49
128	111.1	5.51
134	112.5	5.30
139	113.6	5.26
147	115.5	5.53
153	120.0	5.94

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
161	128.9	6.09
163	131.2	5.76
176	145.7	5.84
185	155.7	5.54
193	168.6	5.64
197	171.9	6.17
202	176.1	6.76
209	181.9	6.57
213	185.2	5.75
217	188.9	5.83
222	195.5	5.65
225	199.4	5.15
231	208.2	5.44
233	211.5	5.22
236	216.4	5.20
238	219.0	5.06
247	228.5	5.08
256	237.9	5.12
264	246.2	5.31
270	253.5	5.37
274	258.9	5.10
280	266.9	4.98
282	269.6	4.98
285	278.5	5.03
293	304.0	5.20
301	318.3	5.47
307	321.8	6.05
316	327.1	5.00
324	334.1	5.22
331	337.3	5.37
338	340.5	4.96
342	342.4	4.96

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
349	345.6	4.95
355	348.3	5.01
360	350.6	4.68
366	353.4	4.91
372	356.2	4.92
378	358.9	4.96
384	361.7	5.06
390	364.4	5.06
396	367.2	5.25
403	370.4	5.07
410	373.6	5.39
414	375.4	5.26
419	377.7	5.24
426	381.0	5.71
432	383.7	7.36
440	387.4	6.37
448	392.2	5.68
455	397.9	5.71
460	405.4	5.44
467	415.9	5.60
473	425.0	6.05
480	435.7	5.75
490	453.4	5.04
494	462.6	5.23
500	476.2	5.27

2) Carotte pilote M772-005-3

a) Diatomées

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
0	-11.7	116	31	26.8
7	-6.3	127	40	31.9
12	-2.5	184	86	46.8
17	1.3	127	65	51.3
25	7.4	205	112	54.6
32	12.8	181	77	42.8
35	15.2	189	75	39.7
44	22.3	134	45	34.0
53	29.5	177	64	35.9
62	36.6	176	66	37.2
69	42.2	337	198	58.9
75	50.0	201	97	48.4
80	57.1	264	121	45.7
84	62.8	256	108	42.1
89	71.0	162	78	48.4
93	77.9	139	69	49.5
102	91.7	214	108	50.7
107	101.4	151	59	39.2
113	115.0	149	60	39.9
119	132.5	165	70	42.2
128	158.8	277	133	47.9
137	177.4	157	73	46.2
143	184.2	198	96	48.7
147	186.9	141	63	44.4
153	189.0	106	38	35.8
159	190.5	144	58	39.9

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
165	191.9	136	54	39.5
172	194.9	169	85	50.5
179	198.0	120	60	50.2
185	200.6	296	161	54.3
191	205.1	204	93	45.7
195	212.1	206	94	45.4
199	218.2	90	30	33.6
207	222.9	85	28	32.2
214	227.0	86	25	28.7
220	230.5	89	22	24.9
226	234.6	98	30	31.1
234	240.0	101	34	33.3
241	244.7	88	29	33.2
248	249.5	93	30	32.1
255	254.2	117	46	39.5
261	258.3	117	46	39.4
266	261.7	116	37	32.2
271	265.1	104	35	33.4
280	271.1	128	51	39.7
289	277.2	137	65	47.4
296	282.0	162	85	52.5
304	287.4	187	91	48.5
308	290.1	123	61	49.2
314	294.1	153	65	42.5
318	296.9	108	50	46.0
323	300.2	187	88	46.9
328	303.6	109	34	31.5
335	308.4	126	50	39.4
343	320.1	96	27	27.9
348	331.3	127	38	30.3
353	344.5	113	33	29.4

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
361	367.6	99	27	26.8
369	392.1	107	36	33.8
377	397.0	266	119	44.8
382	400.4	381	225	58.9
389	405.8	379	240	63.3
396	409.7	367	210	57.3
403	412.1	241	124	51.3
412	426.4	206	103	49.8
418	437.4	192	101	52.8

b) Analyses géochimiques

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
0	-11.7	5.27
7	-6.3	5.35
12	-2.5	5.57
17	1.3	6.37
25	7.4	6.46
32	12.8	6.24
35	15.2	5.88
44	22.3	5.72
53	29.5	5.76
62	36.6	5.58
69	42.2	6.21
75	50.0	6.33
80	57.1	6.02
84	62.8	5.89
89	71.0	6.28
93	77.9	5.92
102	91.7	5.70
107	101.4	5.58
113	115.0	5.52
119	132.5	6.47
128	158.8	6.25
137	177.4	5.48
143	184.2	5.94
147	186.9	5.57
153	189.0	5.63
159	190.5	5.69
165	191.9	5.30
172	194.9	5.59
179	198.0	5.37
185	200.6	5.64

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
191	205.1	5.82
195	212.1	5.35
199	218.2	5.16
207	222.9	5.19
214	227.0	5.21
220	230.5	5.02
226	234.6	5.02
234	240.0	5.22
241	244.7	5.00
248	249.5	4.82
255	254.2	5.03
261	258.3	5.09
266	261.7	5.09
271	265.1	5.43
280	271.1	5.46
289	277.2	5.65
296	282.0	5.94
304	287.4	6.16
308	290.1	6.10
314	294.1	5.85
318	296.9	5.92
323	300.2	5.41
328	303.6	5.51
335	308.4	5.35
343	320.1	5.23
348	331.3	5.23
353	344.5	5.32
361	367.6	5.31
369	392.1	5.24
377	397.0	6.24
382	400.4	6.45
389	405.8	6.40

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
396	409.7	6.06
403	412.1	5.95
412	426.4	5.66
418	437.4	5.58

3) Carotte pilote M772-003-2

a) Diatomées

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
0	-35.6	145	42	28.8
9	-24.1	202	65	32.2
17	-13.9	171	45	26.5
24	-4.9	192	70	36.6
31	4.0	181	60	32.9
39	14.3	204	60	29.6
48	25.8	240	105	43.9
55	34.7	169	65	38.6
61	42.4	193	68	35.4
68	51.3	175	57	32.5
74	59.0	260	80	30.6
76	61.6	382	147	38.5
79	65.4	245	81	33.1
86	74.3	226	60	26.6
89	78.2	126	34	27.0
97	88.4	215	47	22.0
107	101.2	151	36	23.8
110	105.0	162	48	29.7
116	112.7	165	61	36.7
122	120.4	279	117	41.9
128	128.0	245	80	32.7
134	135.7	204	57	27.9
140	143.4	138	44	31.8
144	148.5	134	37	27.9
148	153.6	153	48	31.4
154	161.3	130	40	30.6
159	167.7	153	42	27.3

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
164	174.0	110	24	21.9
172	184.3	163	34	21.1
174	186.8	183	30	16.2
179	193.2	270	169	41.8
182	197.1	191	63	32.9
185	200.9	147	44	30.3
188	204.7	238	74	31.0
190	207.3	143	41	28.8
192	209.8	170	46	26.9
198	217.5	172	52	30.4
208	230.3	102	21	20.3
216	240.5	162	26	15.8
224	250.7	155	41	26.4
228	255.8	151	40	26.5
231	259.7	150	45	29.8
239	269.9	166	47	28.2
241	272.5	143	33	23.5
247	280.1	165	45	27.1
252	286.5	148	44	29.6
262	299.3	139	47	33.4
271	310.8	146	26	18.0
276	317.2	123	31	25.6
281	323.6	181	64	35.2
284	327.4	211	58	27.7
289	333.8	112	24	21.2
296	342.8	135	23	17.0
304	353.0	146	25	17.2
311	361.9	129	29	22.3
317	369.6	156	56	35.9
321	374.7	180	70	38.9
326	381.1	139	38	27.0

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
334	391.3	142	33	23.5
342	401.6	227	73	32.2
348	409.2	230	58	25.2
353	415.6	232	75	32.4
355	418.2	214	84	39.1
358	422.0	272	90	33.2
360	424.6	192	96	33.4
364	429.7	169	46	27.3
368	434.8	118	27	22.7
369	436.1	167	45	26.9
378	447.6	121	29	24.0
385	456.5	142	28	19.9
390	462.9	156	32	20.3
396	470.6	173	45	26.1
403	479.5	146	35	23.7
410	488.5	227	76	33.4
418	498.7	174	46	26.4
421	502.5	175	48	27.6
425	507.7	188	58	31.1
430	514.0	141	28	20.3
437	523.0	162	40	24.5
445	533.2	136	25	18.4
455	546.0	133	21	15.8
459	551.1	148	35	23.8
465	558.8	143	32	22.2
473	569.0	155	31	20.2
480	578.0	176	63	35.8
489	589.5	146	45	30.6
492	593.3	195	61	31.5
502	606.1	184	52	28.5
512	618.9	209	67	32.1

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
519	627.8	208	67	32.0
526	636.8	233	72	30.7
533	645.7	352	132	37.6
537	650.8	194	68	34.9
541	655.9	278	88	31.7
548	664.9	221	76	34.3
554	672.5	260	102	39.2
557	676.4	256	102	39.9
564	685.3	196	84	42.8
571	694.3	165	48	28.9
578	703.2	199	76	38.0
584	710.9	266	144	54.1
589	717.3	256	114	44.6
594	723.7	199	82	41.2
601	732.6	249	80	32.1
606	739.0	221	80	36.2
609	742.8	330	122	36.9
614	749.2	292	95	32.4
619	755.6	318	94	29.5
621	758.2	228	55	24.2
626	764.6	262	68	25.9
632	772.2	297	62	21.0
640	782.5	217	48	22.0
642	785.0	283	56	19.8
649	794.0	261	64	24.6
656	802.9	234	82	35.2
659	806.8	272	91	33.3
664	813.1	162	40	24.6
672	823.4	198	52	26.4
676	828.5	245	76	30.8
680	833.6	266	58	21.9

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance de <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)
688	843.8	404	128	31.7
690	846.4	344	112	32.6
696	854.0	317	115	36.2
704	864.3	162	51	31.2
706	866.8	178	42	23.7
708	869.4	296	102	34.6
713	875.8	209	81	38.9
717	880.9	201	82	41.0
719	883.4	206	50	24.4
725	891.1	251	94	37.5
729	896.2	176	43	24.3
737	906.5	186	50	26.9
742	912.8	181	52	28.7
745	916.7	168	50	29.9
752	925.6	149	55	36.6
757	932.0	308	156	50.7
759	934.6	240	82	34.3
762	938.4	147	32	21.6
767	944.8	147	24	16.4
774	953.7	116	20	17.3
781	962.7	183	55	29.9
784	966.5	133	36	26.9
787	970.4	173	49	28.5
790	974.2	207	53	25.8

b) Analyses géochimiques

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
0	-35.6	7.34
9	-24.1	7.66
17	-13.9	7.81
24	-4.9	7.80
31	4.0	8.40
39	14.3	8.32
48	25.8	8.08
55	34.7	7.57
61	42.4	7.60
68	51.3	7.39
74	59.0	7.45
76	61.6	7.65
79	65.4	7.86
86	74.3	8.31
89	78.2	7.40
97	88.4	8.33
107	101.2	8.43
110	105.0	8.80
116	112.7	7.68
122	120.4	7.45
128	128.0	7.40
134	135.7	7.42
140	143.4	7.23
144	148.5	7.31
148	153.6	8.37
154	161.3	8.34
159	167.7	8.11
164	174.0	8.65
174	186.8	8.96
179	193.2	8.63

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
182	197.1	8.31
185	200.9	7.47
188	204.7	7.49
190	207.3	7.06
192	209.8	6.85
198	217.5	6.82
208	230.3	6.20
216	240.5	6.50
224	250.7	6.84
228	255.8	7.20
231	259.7	7.13
239	269.9	7.34
241	272.5	7.25
247	280.1	7.35
252	286.5	6.96
262	299.3	6.56
271	310.8	5.90
276	317.2	7.09
281	323.6	7.67
284	327.4	7.61
289	333.8	5.96
296	342.8	5.75
304	353.0	5.11
311	361.9	5.89
317	369.6	6.47
321	374.7	6.62
326	381.1	5.97
334	391.3	7.01
342	401.6	8.63
348	409.2	8.01
353	415.6	8.83
355	418.2	8.98

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
358	422.0	8.79
360	424.6	7.51
364	429.7	7.37
368	434.8	7.65
369	436.1	6.93
378	447.6	7.08
385	456.5	6.92
390	462.9	6.32
396	470.6	7.14
403	479.5	6.98
410	488.5	8.40
418	498.7	7.65
421	502.5	6.52
425	507.7	6.07
430	514.0	6.14
437	523.0	6.11
445	533.2	6.30
455	546.0	6.43
459	551.1	6.17
465	558.8	6.07
473	569.0	6.12
480	578.0	6.38
489	589.5	7.00
492	593.3	6.39
502	606.1	6.73
512	618.9	6.78
519	627.8	6.55
526	636.8	6.81
533	645.7	8.07
537	650.8	7.64
541	655.9	7.29
548	664.9	7.36

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
554	672.5	7.39
557	676.4	7.88
564	685.3	8.35
571	694.3	7.80
578	703.2	8.07
584	710.9	7.00
589	717.3	7.38
594	723.7	8.18
601	732.6	7.69
606	739.0	7.20
609	742.8	7.51
614	749.2	7.07
619	755.6	7.68
621	758.2	7.80
626	764.6	7.62
632	772.2	6.93
640	782.5	7.31
642	785.0	7.73
649	794.0	7.50
656	802.9	7.59
659	806.8	7.65
664	813.1	6.73
672	823.4	6.48
676	828.5	7.11
680	833.6	6.75
688	843.8	7.03
690	846.4	7.38
696	854.0	7.35
704	864.3	6.57
706	866.8	6.90
708	869.4	7.14
713	875.8	7.42

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
717	880.9	6.99
719	883.4	7.65
725	891.1	7.08
729	896.2	6.61
737	906.5	7.03
742	912.8	7.06
745	916.7	6.35
752	925.6	5.25
759	934.6	6.28
762	938.4	6.40
767	944.8	5.82
774	953.7	6.19
781	962.7	6.83
784	966.5	6.89
787	970.4	6.69
790	974.2	7.11
796	981.9	7.13

Annexe F : Données de la carotte piston M772-003-2

1) Diatomées

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
0	383	196	54	27.5	8	3.9	7	3.6	7	3.6
7	400	244	79	32.5	12	5.0	5	2.0	9	3.6
14	418	225	36	16.0	4	1.8	7	3.3	20	9.1
20	432	297	95	31.9	4	1.3	7	2.3	18	6.2
25.5	446	272	61	22.5	7	2.5	15	5.4	13	4.8
33	464	215	44	20.4	10	4.6	10	4.6	13	5.9
41	484	297	78	26.1	11	3.8	19	6.3	18	6.0
44.5	492	321	88	27.4	23	7.2	16	4.9	21	6.5
48	501	272	67	24.6	1	0.3	16	5.9	9	3.3
56	521	304	82	26.8	3	0.9	17	5.5	17	5.5
64	540	357	113	31.6	5	1.3	3	1.0	8	2.3
73	562	331	87	26.3	5	1.6	5	1.6	7	2.2
83	587	349	99	28.3	6	1.6	6	1.6	11	3.2
88	599	276	64	23.2	3	1.0	7	2.6	12	4.5
94	614	317	62	19.6	2	0.6	8	2.5	14	4.4
99	626	272	81	29.8	3	1.0	6	2.2	10	3.8
103	636	321	83	25.8	4	1.3	6	1.9	12	3.9
109	651	348	88	25.4	4	1.3	7	1.9	11	3.2
119	675	278	62	22.4	5	1.6	11	3.9	13	4.5
122	682	468	145	31.0	13	2.9	6	1.3	9	1.9

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
127	695	389	121	31.2	13	3.2	4	1.0	11	2.9
135	714	269	69	25.5	7	2.5	7	2.5	6	2.2
144	736	455	153	33.6	19	4.2	12	2.7	19	4.2
147	744	363	102	28.2	10	2.7	7	2.0	17	4.7
154	761	270	77	28.7	34	12.7	6	2.3	9	3.3
160	776	309	91	29.5	31	10.1	4	1.3	12	3.9
167	793	377	78	20.7	34	9.1	6	1.5	14	3.7
172	805	372	126	33.8	21	5.7	6	1.7	6	1.7
178	820	265	83	31.2	14	5.4	4	1.6	3	1.0
181	827	197	56	28.6	7	3.6	4	2.3	7	3.6
185	837	269	70	25.9	1	0.3	4	1.3	11	4.3
192	854	341	97	28.5	7	1.9	8	2.3	11	3.2
196	864	231	56	24.3	5	2.3	5	2.0	13	5.6
206	888	229	52	22.7	2	1.0	8	3.6	15	6.5
213	905	251	48	19.0	11	4.4	6	2.5	12	4.7
223	930	290	95	32.7	9	3.3	9	3.3	10	3.6
230	947	224	63	28.1	8	3.5	12	5.5	14	6.1
238	967	279	77	27.7	9	3.2	12	4.1	15	5.4
246	986	287	87	30.4	13	4.6	8	2.9	13	4.6
257	1013	200	55	27.3	5	2.4	6	3.0	12	6.1
259	1018	393	129	32.9	46	11.6	10	2.7	22	5.6
272	1049	411	113	27.5	63	15.4	8	2.0	32	7.9
283	1076	319	81	25.5	24	7.4	9	2.9	20	6.1
289	1091	223	49	22.1	12	5.4	7	3.2	12	5.4
293	1100	257	57	22.3	11	4.2	12	4.5	17	6.8
300	1117	224	40	17.8	15	6.8	11	4.9	17	7.8

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
304	1127	359	75	21.0	82	23.0	14	3.9	27	7.4
306	1132	346	68	19.6	100	28.8	5	1.6	31	8.9
308	1136	297	77	26.0	31	10.4	10	3.4	28	9.5
315	1153	432	141	32.7	40	9.3	6	1.3	49	11.2
319	1163	520	184	35.5	43	8.2	13	2.4	30	5.8
323	1172	582	191	32.8	79	13.5	12	2.1	41	7.1
327	1182	585	193	32.9	103	17.5	12	2.1	48	8.2
330	1189	509	134	26.3	92	18.0	9	1.8	14	2.8
332	1194	473	112	23.7	69	14.5	9	1.9	15	3.2
336	1203	377	77	20.5	39	10.4	5	1.3	9	2.3
342	1217	210	48	22.9	11	5.4	5	2.5	21	9.8
344	1222	403	113	28.0	50	12.3	4	0.9	10	2.5
351	1239	300	66	22.1	20	6.5	6	2.0	26	8.8
353	1243	382	87	22.9	27	7.0	9	2.2	32	8.3
363	1267	266	61	22.9	14	5.3	7	2.8	18	6.8
372	1288	253	70	27.8	11	4.2	7	2.9	17	6.8
374	1292	318	83	26.1	9	2.9	11	3.5	30	9.6
381	1308	296	67	22.8	39	13.2	7	2.4	23	7.8
383	1313	259	52	19.9	14	5.4	11	4.1	25	9.8
392	1333	452	125	27.6	22	4.8	9	1.9	35	7.7
400	1352	227	53	23.5	6	2.6	11	4.8	28	12.2
403	1358	346	95	27.5	14	3.9	10	2.9	32	9.2
411	1376	370	103	27.8	18	4.8	15	4.2	34	9.3
420	1397	244	67	27.4	9	3.5	10	4.2	22	9.0
430	1419	408	108	26.5	32	7.9	22	5.5	36	8.8
438	1436	272	55	20.1	6	2.2	12	4.3	23	8.4

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
446	1454	165	28	16.9	2	1.3	7	4.3	15	9.3
453	1469	229	43	18.6	11	4.9	11	4.9	28	12.1
462	1488	293	75	25.7	19	6.3	12	4.1	29	9.8
469	1503	266	62	23.3	22	8.4	11	4.2	16	6.1
475	1515	252	67	26.5	20	8.1	11	4.5	25	10.0
477	1519	281	69	24.5	10	3.7	13	4.6	28	9.9
485	1536	358	94	26.3	32	9.0	10	2.8	32	9.0
492	1550	289	85	29.6	16	5.6	6	2.0	29	10.0
498	1563	350	159	45.5	30	8.6	11	3.1	25	7.2
505	1577	295	103	35.0	27	9.0	5	1.7	23	7.7
515	1597	520	187	36.0	50	9.7	16	3.0	45	8.7
525	1616	335	70	20.9	60	17.9	7	2.0	24	7.3
528	1622	323	83	25.6	26	8.1	10	3.1	30	9.4
531	1628	782	160	20.5	284	36.3	19	2.5	26	3.3
537	1639	859	277	32.3	198	23.0	25	2.9	47	5.4
547	1659	902	372	41.2	193	21.4	34	3.8	40	4.4
553	1670	421	197	46.9	84	20.1	10	2.3	7	1.6
559	1681	440	150	34.1	130	29.5	6	1.3	20	4.5
565	1692	688	255	37.1	198	28.8	14	2.0	57	8.3
569	1700	497	192	38.6	107	21.6	6	1.3	11	2.3
578	1716	499	162	32.5	110	22.0	8	1.6	26	5.2
583	1725	430	188	43.9	92	21.4	9	2.0	9	2.0
586	1731	672	355	52.9	157	23.4	9	1.4	11	1.7
594	1745	516	189	36.5	134	25.9	10	2.0	19	3.7
603	1761	826	351	42.4	260	31.5	13	1.6	8	1.0
610	1774	717	276	38.6	190	26.5	19	2.6	14	2.0

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
618	1788	190	59	31.1	9	4.5	4	2.2	13	6.7
623	1796	505	138	27.3	21	4.2	20	3.9	41	8.1
631	1810	588	165	28.1	26	4.4	15	2.5	35	6.0
634	1815	370	116	31.3	24	6.5	16	4.2	19	5.2
639	1824	447	122	27.4	31	6.8	12	2.6	22	4.9
644	1832	479	153	31.9	33	6.9	11	2.3	27	5.6
652	1846	203	58	28.8	10	4.9	4	2.1	15	7.4
663	1864	276	80	28.9	16	5.9	9	3.4	17	6.2
672	1879	329	114	34.8	17	5.2	11	3.3	12	3.6
674	1882	318	80	25.0	13	4.2	7	2.3	21	6.5
681	1893	280	78	27.9	11	3.9	9	3.3	11	3.9
689	1906	357	115	32.3	13	3.6	13	3.6	19	5.3
693	1913	422	133	31.5	17	4.1	13	3.1	21	5.1
704	1930	365	108	29.6	14	3.7	16	4.4	20	5.4
710	1940	373	99	26.6	28	7.5	15	3.9	23	6.2
718	1952	503	119	23.6	37	7.3	7	1.3	27	5.3
725	1963	436	131	30.0	10	2.3	14	3.3	19	4.3
733	1976	462	123	26.6	22	4.8	12	2.7	18	3.9
741	1988	411	125	30.4	23	5.6	16	3.9	16	3.9
751	2003	436	127	29.2	23	5.2	11	2.6	24	5.6
759	2015	487	131	26.9	25	5.2	14	2.9	24	4.9
763	2021	410	132	32.2	26	6.4	14	3.4	24	5.8
768	2029	721	216	30.0	96	13.3	15	2.0	25	3.4
772	2035	430	132	30.8	37	8.7	12	2.7	19	4.3
777	2042	346	117	33.9	27	7.7	6	1.7	19	5.4
782	2050	434	137	31.5	46	10.5	10	2.4	24	5.4

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
785	2054	440	144	32.8	37	8.4	14	3.2	27	6.2
792	2064	409	149	36.3	29	7.0	12	3.0	18	4.3
798	2073	444	134	30.1	38	8.6	11	2.4	23	5.1
808	2088	494	216	43.8	79	16.0	5	1.0	19	3.8
812	2094	445	218	49.0	17	3.7	6	1.4	21	4.7
818	2102	303	107	35.3	25	8.3	3	1.0	13	4.3
825	2112	170	30	17.7	4	2.5	9	5.4	16	9.1
845	2141	179	32	17.9	10	5.8	11	6.1	15	8.6
852	2151	176	27	15.1	3	2.0	11	6.3	15	8.2
858	2159	241	44	18.2	2	1.0	11	4.6	14	5.6
864	2168	236	45	19.3	5	2.0	8	3.6	21	8.8
867	2172	418	119	28.4	23	5.6	11	2.6	30	7.2
873	2181	425	130	30.6	22	5.2	10	2.3	33	7.8
879	2189	549	171	31.1	96	17.5	4	0.6	37	6.8
881	2192	464	144	31.0	55	11.8	9	1.9	49	10.5
886	2199	316	99	31.2	14	4.5	8	2.6	31	9.7
890	2204	389	125	32.0	35	9.1	9	2.3	35	9.1
895	2211	376	106	28.3	93	24.7	6	1.6	28	7.6
898	2216	447	142	31.7	44	9.8	10	2.2	34	7.6
904	2224	316	85	26.8	8	2.5	9	2.8	28	8.8
910	2232	270	58	21.4	16	6.0	12	4.4	18	6.6
915	2239	238	56	23.3	10	4.2	7	2.9	21	8.9
920	2246	609	200	32.8	50	8.2	20	3.3	33	5.5
925	2253	683	217	31.8	157	23.0	11	1.6	41	6.0
930	2260	486	134	27.7	95	19.5	9	2.0	43	8.8
938	2271	589	189	32.1	158	26.8	10	1.7	41	7.0

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
948	2284	585	224	38.3	137	23.4	2	0.3	23	3.9
956	2295	334	115	34.3	25	7.4	6	1.9	21	6.1
963	2305	394	129	32.8	23	5.9	6	1.6	37	9.5
967	2310	413	131	31.7	13	3.2	19	4.5	32	7.8
970	2314	425	126	29.7	30	7.0	11	2.6	35	8.3
973	2319	344	96	27.8	14	4.0	14	4.0	25	7.3
983	2332	471	130	27.6	28	6.0	19	4.1	44	9.4
992	2344	352	105	29.9	13	3.6	14	3.9	32	9.2
994	2347	217	67	31.0	6	3.0	9	4.3	19	8.9
996	2350	336	106	31.5	12	3.5	16	4.8	29	8.6
1001	2356	324	89	27.4	19	5.9	20	6.2	40	12.5
1008	2366	295	93	31.5	5	1.7	12	4.0	30	10.3
1016	2377	382	125	32.7	10	2.6	16	4.3	40	10.6
1022	2385	252	60	23.9	4	1.6	15	5.9	30	11.8
1024	2387	408	126	30.8	33	8.1	9	2.3	37	9.1
1027	2391	452	154	34.0	26	5.7	12	2.7	33	7.4
1031	2397	435	135	31.0	10	2.3	13	3.0	30	7.0
1034	2401	354	119	33.8	18	5.2	13	3.6	28	7.8
1043	2413	260	80	30.6	11	4.3	3	1.0	24	9.2
1048	2420	237	85	35.8	10	4.1	7	3.0	28	11.8
1051	2424	203	64	31.6	10	5.2	7	3.2	16	7.7
1054	2428	296	92	31.2	22	7.4	11	3.9	34	11.6
1060	2436	224	56	25.2	15	6.7	8	3.5	26	11.5
1067	2445	194	59	30.3	9	4.6	7	3.6	20	10.5
1073	2453	356	91	25.6	34	9.5	10	2.9	26	7.2
1077	2458	327	97	29.6	25	7.6	10	3.0	38	11.5
1081	2463	391	128	32.6	43	11.0	8	1.9	30	7.7

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
1088	2473	303	85	28.1	8	2.7	10	3.3	38	12.4
1093	2479	278	82	29.6	17	6.0	8	3.0	31	11.3
1097	2485	316	63	19.9	17	5.5	7	2.3	41	13.0
1104	2494	269	91	34.0	9	3.3	10	3.6	42	15.5
1111	2503	198	48	24.3	9	4.3	7	3.7	17	8.6
1115	2508	220	60	27.2	5	2.1	7	3.1	16	7.2
1119	2514	223	60	27.1	1	0.3	9	4.0	29	13.0
1128	2526	208	59	28.2	4	2.0	6	2.7	24	11.3
1129	2527	128	36	28.1	3	2.4	5	3.8	22	17.5
1133	2532	190	51	27.0	4	1.9	6	3.2	25	13.2
1137	2537	118	32	27.1	3	2.7	4	3.4	13	10.6
1144	2547	121	32	26.3	2	1.6	6	5.1	14	11.7
1149	2553	247	80	32.5	9	3.8	9	3.8	19	7.9
1154	2560	138	37	27.0	5	3.3	4	3.0	9	6.6
1157	2564	93	23	25.0	3	3.7	6	6.0	9	10.0
1159	2566	171	55	32.0	10	5.8	13	7.4	17	9.7
1166	2576	188	53	28.1	8	4.3	12	6.6	20	10.6
1170	2581	206	56	27.0	7	3.3	16	7.8	19	9.4
1175	2587	200	57	28.7	11	5.3	14	6.9	13	6.3
1180	2594	207	52	25.3	11	5.3	12	5.9	20	9.9
1187	2603	139	31	22.4	0	0.3	10	7.3	15	10.6
1195	2614	158	36	23.0	1	0.3	10	6.3	15	9.5
1202	2623	203	48	23.5	2	1.0	15	7.5	21	10.5
1209	2632	283	101	35.5	3	1.0	17	5.9	24	8.5
1215	2640	236	71	30.0	7	2.9	14	5.8	22	9.3
1222	2649	237	75	31.6	4	1.6	17	7.2	17	7.2
1229	2658	305	92	30.2	8	2.6	13	4.2	25	8.0

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
1233	2663	310	87	28.2	6	2.0	17	5.6	23	7.5
1234	2665	223	59	26.4	3	1.3	20	9.1	20	8.8
1247	2682	196	39	19.9	5	2.6	17	8.7	18	9.3
1252	2688	250	69	27.5	15	5.9	11	4.6	27	10.8
1255	2692	232	63	27.0	12	5.1	16	6.8	20	8.7
1261	2700	198	43	21.9	4	2.3	15	7.4	24	11.9
1268	2709	295	83	28.0	8	2.5	14	4.8	28	9.6
1274	2717	206	55	26.9	7	3.3	12	5.6	18	9.0
1280	2725	230	41	17.8	8	3.6	17	7.4	25	10.7
1286	2732	265	54	20.5	11	4.0	11	4.0	33	12.4
1287	2734	162	44	27.3	7	4.3	5	3.0	17	10.3
1292	2740	205	53	25.7	9	4.3	9	4.3	10	4.9
1299	2749	175	52	29.8	14	7.9	5	2.6	15	8.9
1304	2756	226	66	29.0	15	6.8	8	3.6	24	10.7
1312	2766	220	68	30.8	11	5.0	9	4.0	23	10.6
1318	2774	239	72	30.3	10	4.1	14	5.7	26	10.7
1323	2781	214	40	18.7	7	3.3	17	7.9	29	13.4
1332	2793	131	23	17.4	2	1.3	8	5.9	12	9.2
1341	2804	188	30	15.7	1	0.3	7	3.5	14	7.4
1348	2814	190	30	15.9	2	1.2	10	5.5	15	7.6
1353	2820	270	62	23.2	12	4.6	6	2.3	20	7.3
1360	2829	217	51	23.3	8	3.5	10	4.5	15	6.7
1365	2836	175	29	16.8	2	1.3	10	5.8	12	6.8
1372	2845	196	35	17.6	4	2.1	11	5.8	17	8.8
1378	2853	210	52	24.5	5	2.6	6	2.9	17	8.1
1382	2858	211	48	22.8	3	1.3	11	5.2	14	6.8

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	Abondance totale (10 ⁶ valves/g)	Abondance <i>Chaetoceros</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Chaetoceros</i> spp. (%)	Abondance de <i>Skeletonema</i> spp. (10 ⁶ valves/g)	<i>Skeletonema</i> spp. (%)	Abondance des diatomées benthiques (10 ⁶ valves/g)	Diatomées benthiques (%)	Abondance des diatomées d'eaux chaudes (10 ⁶ valves/g)	Diatomées d'eaux chaudes (%)
1383	2860	260	46	17.5	4	1.7	18	6.9	15	5.9
1389	2867	240	50	20.9	5	2.0	10	4.3	17	7.0
1395	2875	242	56	23.0	2	0.6	9	3.6	13	5.5
1405	2889	235	84	35.9	12	4.9	7	3.0	16	6.9
1415	2902	231	53	23.0	7	3.0	9	4.0	15	6.7
1421	2910	148	40	27.2	6	4.3	6	4.3	13	8.6
1426	2916	166	45	27.3	12	7.1	7	4.2	15	8.8
1431	2923	215	62	28.7	21	9.6	9	4.3	18	8.3
1436	2930	252	88	34.9	18	7.2	5	2.0	17	6.8
1441	2936	317	107	33.6	74	23.4	2	0.6	14	4.4
1445	2942	343	136	39.6	59	17.2	7	2.0	20	5.9
1449	2947	227	75	33.2	12	5.2	7	2.9	15	6.5
1455	2955	229	24	10.4	1	0.3	12	5.3	14	6.3
1459	2960	189	33	17.6	2	1.3	9	4.8	11	5.8
1461	2963	235	47	19.9	4	1.5	13	5.5	20	8.6
1468	2972	279	77	27.6	10	3.8	10	3.8	16	5.6
1473	2979	189	37	19.8	6	3.4	6	3.1	19	10.2
1482	2991	164	46	27.8	7	4.3	4	2.3	10	6.0
1486	2996	194	50	25.9	3	1.6	6	3.0	15	7.9
1492	3004	231	74	31.9	6	2.6	8	3.3	14	5.9
1498	3012	156	41	26.1	5	3.2	5	2.9	12	7.4
1503	3019	218	70	32.3	11	4.8	8	3.9	20	9.0

2) Analyses géochimiques

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alcénones (ng/g)	SST (°C)
0	383	0.67	0.00018			9197	20.91
7	400	0.71	0.00012			11177	21.48
14	417	0.70	0.00009			11481	21.61
20	432	0.66	0.00009			11166	21.67
25.5	445	0.63	0.00008			10853	21.73
33	464	0.57	0.00008	4.86	8.52	9904	21.82
41	484	0.61	0.00008			10088	21.82
44.5	492	0.75	0.00009			10924	22.03
48	501	0.72	0.00010			10523	21.82
56	520	0.73	0.00016			11078	21.79
64	540	0.77	0.00018			11877	22.06
73	562	0.68	0.00016			10600	21.73
83	587	0.74	0.00017			10603	21.79
88	599	0.80	0.00019	7.26	9.07	11441	21.94
99	626	0.71	0.00020			11833	22.06
103	636	0.74	0.00017			11233	21.85
109	651	0.75	0.00023			11190	21.85
119	675	0.63	0.00024			11256	21.67
122	682	0.46	0.00018			7639	21.45
127	695	0.45	0.00020			10384	21.21
135	714	0.51	0.00010	5.01	9.82		
144	736	0.50	0.00015			11137	21.67
147	744	0.52	0.00028			8660	21.64
154	761	0.46	0.00018			7128	22.18
160	776	0.52	0.00019			7016	22.12
167	793	0.51	0.00011			7021	22.12
172	805	0.33	0.00015			3706	21.36
181	827	0.49	0.00026			7846	21.79

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alécénones (ng/g)	SST (°C)
185	837	0.64	0.00026	5.99	9.36		
192	854	0.64	0.00013			11290	21.73
196	864	0.72	0.00014			12372	22.03
206	889	0.64	0.00010			13056	21.61
213	906	0.63	0.00018			14329	21.61
223	930	0.61	0.00010			10977	22.06
230	947	0.58	0.00009	5.44	9.37		
238	967	0.60	0.00010			10987	22.06
246	987	0.59	0.00011			11221	22.18
257	1013	0.59	0.00010			10666	22.88
259	1018	0.58	0.00011				
272	1050	0.60	0.00009			11738	22.12
283	1077	0.62	0.00008			11896	22.33
289	1091	0.55	0.00009	5.14	9.34		
293	1101	0.57	0.00010			10813	22.12
300	1118	0.58	0.00009			11291	22.18
304	1127	0.58	0.00016			11007	22.24
306	1132	0.58	0.00015			10663	22.39
308	1137	0.58	0.00020			10804	22.45
315	1154	0.49	0.00017			7646	23
319	1163	0.43	0.00015			5731	22.64
323	1173	0.47	0.00024			5143	22.79
327	1182	0.32	0.00014			4657	22.64
330	1190	0.33	0.00020			4371	23.06
332	1194	0.48	0.00024			5202	22.3
336	1204	0.34	0.00018	3.28	9.64		
342	1218	0.52	0.00023			8064	22.64
344	1223	0.36	0.00022			5389	22.7
351	1239	0.59	0.00020			4920	22.97
353	1244	0.56	0.00028			10976	22.48

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alécénones (ng/g)	SST (°C)
363	1267	0.56	0.00015			10921	22.64
372	1288	0.64	0.00013			11083	22.76
374	1293	0.60	0.00017			9950	22.36
381	1309	0.51	0.00013			8576	22.79
383	1314	0.60	0.00012	5.72	9.53		
392	1334	0.62	0.00010			11510	22.79
400	1352	0.58	0.00011			10618	22.82
403	1359	0.65	0.00009			12186	22.97
411	1377	0.66	0.00013			12157	22.91
420	1397	0.67	0.00010			12609	22.73
430	1420	0.67	0.00009			11801	22.88
438	1437	0.63	0.00012	6.09	9.66		
446	1455	0.60	0.00010			11524	22.48
453	1470	0.63	0.00010			12413	22.58
462	1489	0.69	0.00011			12574	22.73
469	1504	0.61	0.00009			11108	22.55
477	1520	0.59	0.00006			11059	22.52
485	1537	0.61	0.00011	6.06	9.94		
492	1551	0.69	0.00016			11974	22.73
498	1564	0.61	0.00017			9669	22.61
505	1578	0.58	0.00018			9369	22.42
515	1598	0.57	0.00022			8290	22.33
525	1617	0.63	0.00028			8711	22.67
528	1623	0.47	0.00021			5649	22.42
531	1629	0.34	0.00013			3394	22.33
537	1641	0.46	0.00030	4.46	9.70		
547	1660	0.37	0.00019			3473	22.18
553	1671	0.38	0.00014			3951	22.61
559	1682	0.38	0.00017			4236	22.3
565	1694	0.30	0.00013				

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alcénones (ng/g)	SST (°C)
569	1701	0.33	0.00014			2848	22.18
578	1718	0.40	0.00017			4585	22.55
583	1727	0.28	0.00012			2752	22.79
586	1732	0.34	0.00018	3.21	9.43		
594	1747	0.50	0.00023			5513	22.33
603	1763	0.42	0.00027			3706	21.85
610	1775	0.41	0.00020			4860	22.64
618	1789	0.71	0.00013			10890	22.67
623	1798	0.70	0.00013			9375	22.85
631	1811	0.71	0.00016			10517	22.73
634	1817	0.59	0.00010			9481	22.36
639	1825	0.60	0.00014	6.14	10.23		
644	1834	0.58	0.00014			9124	22.27
652	1847	0.56	0.00013			9200	22.3
663	1865	0.56	0.00013			9706	22.09
672	1880	0.51	0.00009			8622	22.21
674	1884	0.52	0.00008			9814	21.97
681	1895	0.58	0.00015	5.82	10.04		
689	1908	0.56	0.00008			9430	22.3
699	1924	0.57	0.00011			8598	22.24
704	1932	0.58	0.00012			9431	22.39
710	1941	0.63	0.00013			10406	22.45
718	1954	0.58	0.00014			9197	22.39
725	1965	0.59	0.00013			9824	21.91
733	1977	0.60	0.00013	5.96	9.93		
741	1990	0.57	0.00011			8758	22.39
751	2005	0.53	0.00010			8210	22.52
759	2017	0.59	0.00014			9354	22.3
763	2023	0.59	0.00015			9665	22.36
768	2031	0.59	0.00013			9867	22.21

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alécénones (ng/g)	SST (°C)
772	2037	0.61	0.00013			9671	22.24
777	2044	0.64	0.00014			10210	22.03
782	2051	0.53	0.00014			8490	22.36
785	2056	0.52	0.00014	5.60	10.77		
792	2066	0.57	0.00011			11420	22.52
798	2075	0.52	0.00009			9287	22.3
808	2090	0.39	0.00021			5472	21.36
812	2095	0.54	0.00013			9258	22.36
818	2104	0.51	0.00016			8120	22.24
825	2114	0.52	0.00009			9311	21.85
845	2143	0.56	0.00006			10223	22
852	2153	0.51	0.00004			9748	21.7
858	2161	0.53	0.00004			10432	21.91
864	2170	0.51	0.00003			10032	21.88
867	2174	0.57	0.00006	5.72	10.03		
873	2182	0.53	0.00006			9846	22.27
879	2191	0.46	0.00007			7986	22.39
881	2193	0.51	0.00009			9188	22.27
886	2200	0.54	0.00006			9967	22.39
890	2206	0.59	0.00007			11096	22.45
895	2213	0.55	0.00006			10558	22.24
898	2217	0.55	0.00010			9616	22.27
904	2225	0.56	0.00006			10550	22.27
910	2234	0.58	0.00006	6.00	10.34		
915	2241	0.80	0.00006				
920	2248	0.50	0.00005			6780	21.73
925	2254	0.60	0.00014			8290	22.18
930	2261	0.60	0.00014			6996	22.24
938	2272	0.59	0.00012			6799	22.15
948	2286	0.51	0.00012			5874	22.24

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alécénones (ng/g)	SST (°C)
956	2297	0.74	0.00016			9927	22.55
963	2306	0.65	0.00009	6.58	10.15		
967	2312	0.74	0.00008			11719	22.39
970	2316	0.63	0.00005			10431	22.33
973	2320	0.59	0.00005			11764	22.27
983	2333	0.57	0.00005			10015	22.09
992	2346	0.62	0.00006			11758	22.24
994	2348	0.68	0.00006			13099	22.42
996	2351	0.62	0.00004			13428	22.12
1001	2358	0.66	0.00004			14061	22.33
1008	2367	0.72	0.00006	7.16	9.95		
1016	2378	0.74	0.00006			16278	22.36
1022	2386	0.68	0.00006			14160	22.27
1024	2389	0.68	0.00007			14404	22.52
1027	2393	0.60	0.00005			10516	22.82
1031	2398	0.80	0.00007				
1034	2402	0.65	0.00011			12149	22.24
1043	2414	0.61	0.00004			10949	22.24
1048	2421	0.65	0.00006			13877	22.45
1051	2425	0.62	0.00007			13184	22.27
1054	2428	0.67	0.00006			12583	22.27
1060	2436	0.68	0.00007	6.94	10.20		
1067	2446	0.67	0.00006			12643	22.24
1073	2454	0.66	0.00006			12447	22.21
1077	2459	0.70	0.00007			12829	22.27
1081	2464	0.65	0.00006			12284	22.15
1088	2473	0.64	0.00005			12740	22.18
1093	2480	0.67	0.00006			13008	22.12
1097	2485	0.69	0.00008			13835	22.15
1104	2495	0.72	0.00006			13482	22.12

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alécénones (ng/g)	SST (°C)
1111	2504	0.61	0.00007			12069	21.94
1115	2509	0.71	0.00010			14055	22.21
1119	2514	0.72	0.00006	7.11	9.87		
1128	2526	0.70	0.00005			14588	22.58
1129	2527	0.80	0.00006			15002	22.61
1133	2533	0.75	0.00005			13922	22.61
1137	2538	0.70	0.00005			13520	22.55
1144	2547	0.68	0.00005			12865	22.52
1149	2554	0.65	0.00004			12623	22.58
1154	2560	0.67	0.00004			12179	22.24
1157	2564	0.62	0.00004			12202	22.12
1159	2567	0.65	0.00005	6.20	9.54		
1166	2576	0.63	0.00004			11272	22.12
1170	2581	0.64	0.00004			11883	22.06
1175	2588	0.64	0.00004			11601	22.21
1180	2594	0.66	0.00003			11843	22.09
1187	2603	0.63	0.00004			12480	22.03
1195	2614	0.63	0.00003			11753	22.21
1202	2623	0.61	0.00003			11391	22.3
1209	2632	0.65	0.00004	6.35	9.77		
1215	2640	0.70	0.00004			11004	22.67
1222	2649	0.65	0.00004			9983	22.58
1229	2658	0.62	0.00004			9629	22.76
1233	2663	0.62	0.00004			8821	23
1234	2664	0.59	0.00004			7904	22.82
1247	2681	0.61	0.00003			8111	23.15
1252	2688	0.64	0.00004			7905	23.24
1255	2692	0.67	0.00004			7903	23.15
1261	2699	0.68	0.00004	6.57	9.65		
1268	2709	0.66	0.00004			8415	22.94

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alcénones (ng/g)	SST (°C)
1274	2716	0.64	0.00004			8306	23.09
1280	2724	0.59	0.00003			7807	22.94
1286	2732	0.59	0.00003			8511	22.94
1287	2733	0.74	0.00004			9161	22.97
1292	2740	0.71	0.00005			8461	23.06
1299	2749	0.70	0.00005			8299	23
1304	2755	0.71	0.00005			8700	23.06
1312	2766	0.70	0.00005	6.75	9.65		
1318	2774	0.68	0.00004			9518	23.03
1323	2780	0.70	0.00005			10139	22.64
1332	2792	0.62	0.00004			9720	22.21
1341	2804	0.56	0.00003			9160	22.33
1348	2813	0.55	0.00003			9164	22.27
1353	2819	0.55	0.00004			9583	22.15
1360	2828	0.56	0.00004	5.39	9.62		
1365	2835	0.54	0.00004			10397	22.12
1372	2844	0.53	0.00004			10965	22.06
1378	2852	0.55	0.00004			11210	22.06
1382	2857	0.54	0.00003			10705	21.88
1383	2858	0.48	0.00003			10054	22
1389	2866	0.55	0.00003				
1395	2874	0.56	0.00004			10213	21.7
1405	2887	0.60	0.00005			9370	21.82
1415	2901	0.55	0.00004	5.68	10.43		
1421	2908	0.57	0.00006			9478	21.48
1426	2915	0.57	0.00005			9649	21.48
1431	2922	0.55	0.00004			8845	21.55
1436	2928	0.55	0.00004			8290	21.58
1441	2935	0.45	0.00004				
1445	2940	0.48	0.00006			5552	21.42

Profondeur (mm)	Age (ans BP)	TN	TN/Fe	C _{org} (%)	C/N	Quantité totale d'alécénones (ng/g)	SST (°C)
1449	2945	0.53	0.00008			9078	21.7
1459	2959	0.54	0.00008			10851	21.42
1461	2961	0.60	0.00007	6.18	10.22		
1468	2971	0.60	0.00005			11174	21.33
1473	2977	0.64	0.00005			12569	21.52
1482	2989	0.69	0.00005			8696	21.42
1486	2995	0.66	0.00005			12362	21.45
1492	3003	0.71	0.00005			11887	21.85
1498	3011	0.66	0.00004			12369	21.88
1503	3017	0.67	0.00004			12368	21.85

Annexe G: Méthodes pour séparer les variations sub-décennales des variations à plus long-terme

L'objectif est de traiter les données de façon à obtenir d'une part les variations sub-décennales de nos enregistrements et d'autre part les fluctuations à des échelles temporelles plus longues. Les premières seraient ainsi mises en évidence tandis que les secondes seraient plus lisibles. Plusieurs méthodes permettent de lisser les signaux, i.e. de supprimer les variations rapides pour montrer uniquement les tendances à long-terme. La soustraction du signal lissé à l'enregistrement brut nous permet d'obtenir les résidus, qui représentent les variations à des échelles temporelles inférieures à celles du signal lissé. Nous avons donc appliqué les différentes méthodes de lissage des signaux à nos deux enregistrements des concentrations en fer. Les signaux bruts des carottes M772-003-2 et M772-029-3 sont présentés figure H.1.a et H.2.a respectivement.

La première méthode, celle de la régression, consiste à calculer la fonction polynomiale qui s'approche le plus de la tendance à long-terme de l'enregistrement. Il est possible d'ajuster la courbe qui en résulte au signal étudié en modifiant le degré de liberté de la régression, indice compris entre 0 et 80, qui correspond au nombre de mesures moins le nombre de paramètres calculés à partir de ces mesures. Plus cet indice est faible, plus l'enregistrement est lissé, i.e. seules les variations aux échelles temporelles les plus longues sont conservées. À l'inverse, un degré de liberté élevé permet d'obtenir un signal moins lissé et suivant des variations à plus court-terme. Nous avons réalisé une régression à un degré de liberté maximal, i.e. avec un degré de liberté égal à 80 (figures H.1.b et H.2.b). Nous obtenons ainsi les résidus présentés en figures H.1.c et H.2.c. Ceux-ci présentent des phases décennales d'augmentation ou de diminution (e.g. persistance de valeurs positives vers 1200 ans BP sur la figure H.1.c). Ces oscillations montrent qu'une régression à un degré de liberté égal à 80 varie à une échelle pluri-décennale. Les variations décennales sont donc éliminées lors du lissage aussi bien que les fluctuations sub-décennales. Or, nous voulons seulement avoir accès aux variations sub-décennales et les séparer des variations décennales également. La régression lisse donc trop le signal pour nous permettre d'obtenir des résidus rendant compte des variations sub-décennales uniquement. De plus, cette méthode nous permet de moduler le degré de liberté mais pas le seuil de fréquence exact au-delà duquel les variations sont retirées du signal lors du lissage. Or, nous souhaitons isoler un intervalle de fréquence bien spécifique. Une solution alternative doit donc être utilisée pour traiter notre signal.

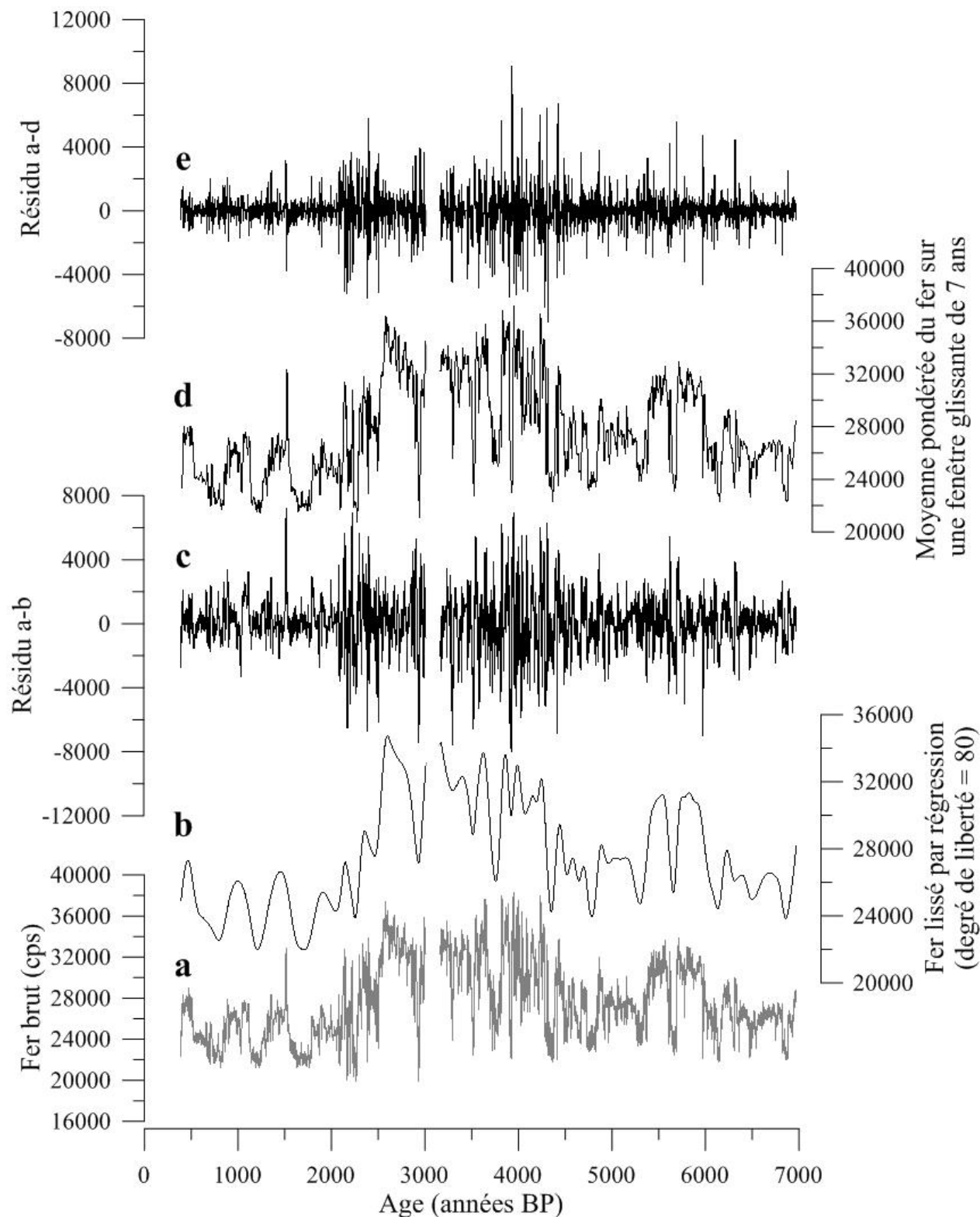


Figure H1 : Enregistrement de fer de la carotte M772-003-2, 15°S, marge péruvienne. a) Signal brut ; b) Signal a lissé avec une régression dont le degré de liberté est égal à 80 ; c) Résidu a-b ; d) Signal a lissé en calculant la moyenne pondérée sur une fenêtre glissante de 7 ans ; e) Résidu a-d.

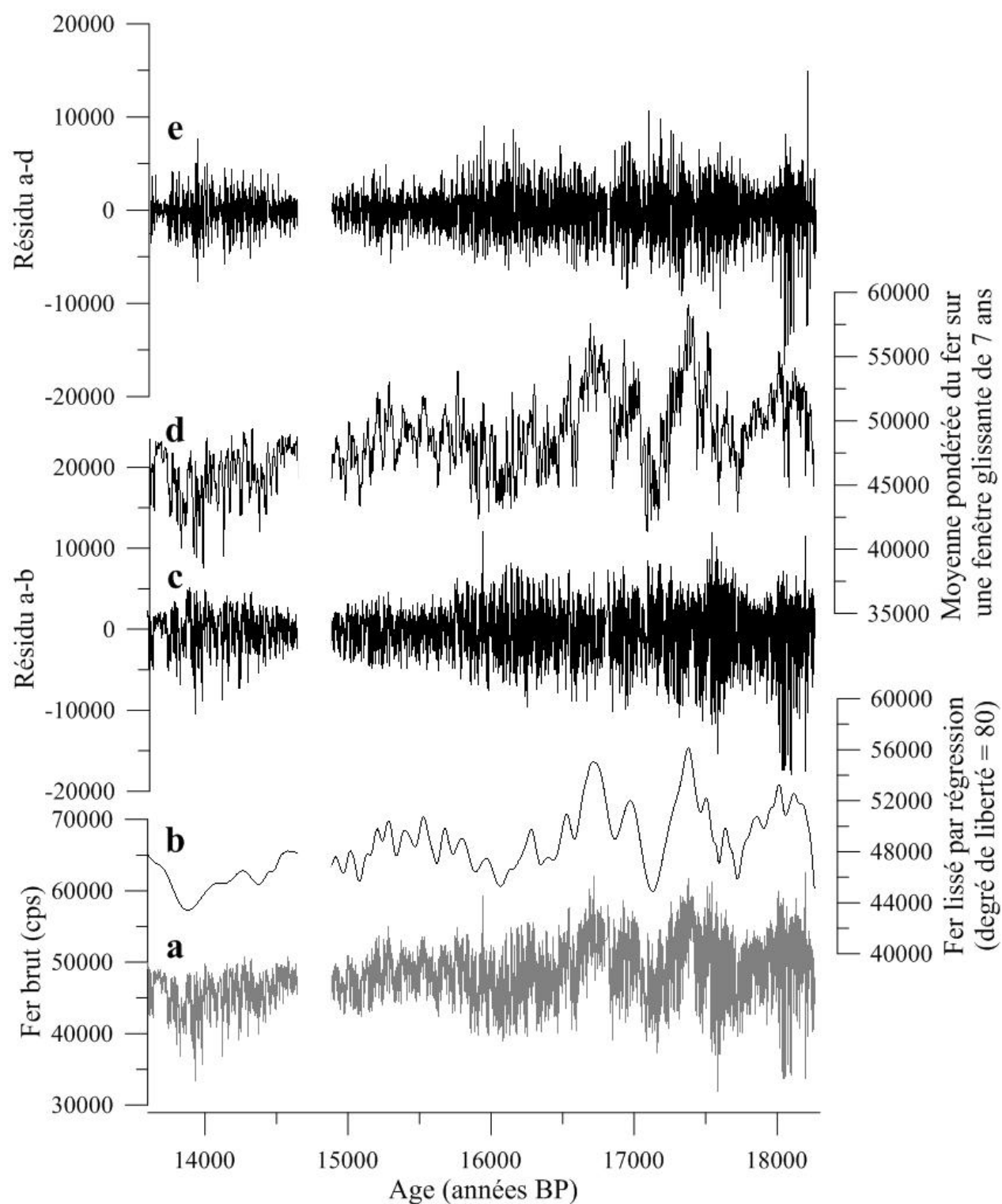


Figure H2 : Enregistrement de fer de la carotte M772-029-3, 9°S, marge péruvienne. a) Signal brut ; b) Signal a lissé avec une régression dont le degré de liberté est égal à 80 ; c) Résidu a-b ; d) Signal a lissé en calculant la moyenne pondérée sur une fenêtre glissante de 7 ans ; e) Résidu a-d.

Une autre méthode repose sur le calcul d'une moyenne sur un intervalle comprenant un nombre N de points, puis sur l'intervalle suivant contenant n points, et ainsi de suite jusqu'à la fin de l'enregistrement. Pour obtenir des résultats plus significatifs pour les échantillons les plus récents, nous pondérons la moyenne de manière linéaire, en attribuant plus de poids aux mesures les plus récentes. Un poids de 1 est ainsi attribué à l'échantillon le plus ancien tandis que le deuxième échantillon le plus ancien a un poids de 2 et ainsi de suite, jusqu'à un poids de N (nombre total de mesures) pour l'échantillon le plus récent. Si le signal est ré-échantillonné au préalable de manière à ce que deux points soient séparés par le même intervalle de temps sur tout l'enregistrement, nous savons quel intervalle de temps est couvert par n points. Par exemple, nos enregistrements de fer ont été ré-échantillonnés de manière à ce que deux points soient séparés par 6 mois. Dans ces conditions, un intervalle de 14 points correspond à une période de 7 ans. Dans notre exemple, le signal lissé ne rend compte que des variations à des échelles de temps supérieures à 7 ans (figures H.1.d et H.2.d), tandis que le résidu représente les fluctuations à des échelles de temps inférieures à 7 ans (figures H.1.e et H.2.e). Ainsi, le signal lissé est plus proche du signal brut (figures H.1.a et H.2.a) que ne l'est le signal lissé par régression (figures H.1.b et H.2.b). De plus, aucune phase décennale ou centennale d'augmentation et de réduction du signal n'est observée sur les résidus comme c'était le cas avec la régression (figures H.1.c et H.2.c). Le calcul d'une moyenne pondérée sur une fenêtre glissante nous permet donc de définir précisément l'échelle de temps minimale prise en compte dans le signal lissé. Nous avons donc choisi de calculer une moyenne pondérée sur une fenêtre glissante pour obtenir les variations décennales à millénaires d'une part et les fluctuations sub-décennales d'autre part.